

**STOFFBESTAND UND METAMORPHOSE
VON GESTEINEN DER BUNTEN SERIE
AM SÜDRAND DES PASSAUER WALDES**

Reinhard von Guttenberg

1974

S T O F F B E S T A N D U N D M E T A M O R P H O S E
V O N G E S T E I N E N D E R B U N T E N S E R I E
A M S Ü D R A N D D E S P A S S A U E R W A L D E S

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität in München

vorgelegt von
Reinhard von Guttenberg

München 1974



1. Berichterstatter: Prof. Dr. H.G.Huckenholz

2. Berichterstatter: Prof. Dr. D.D.Klemm

Tag der mündlichen Prüfung: 27. Juni 1974

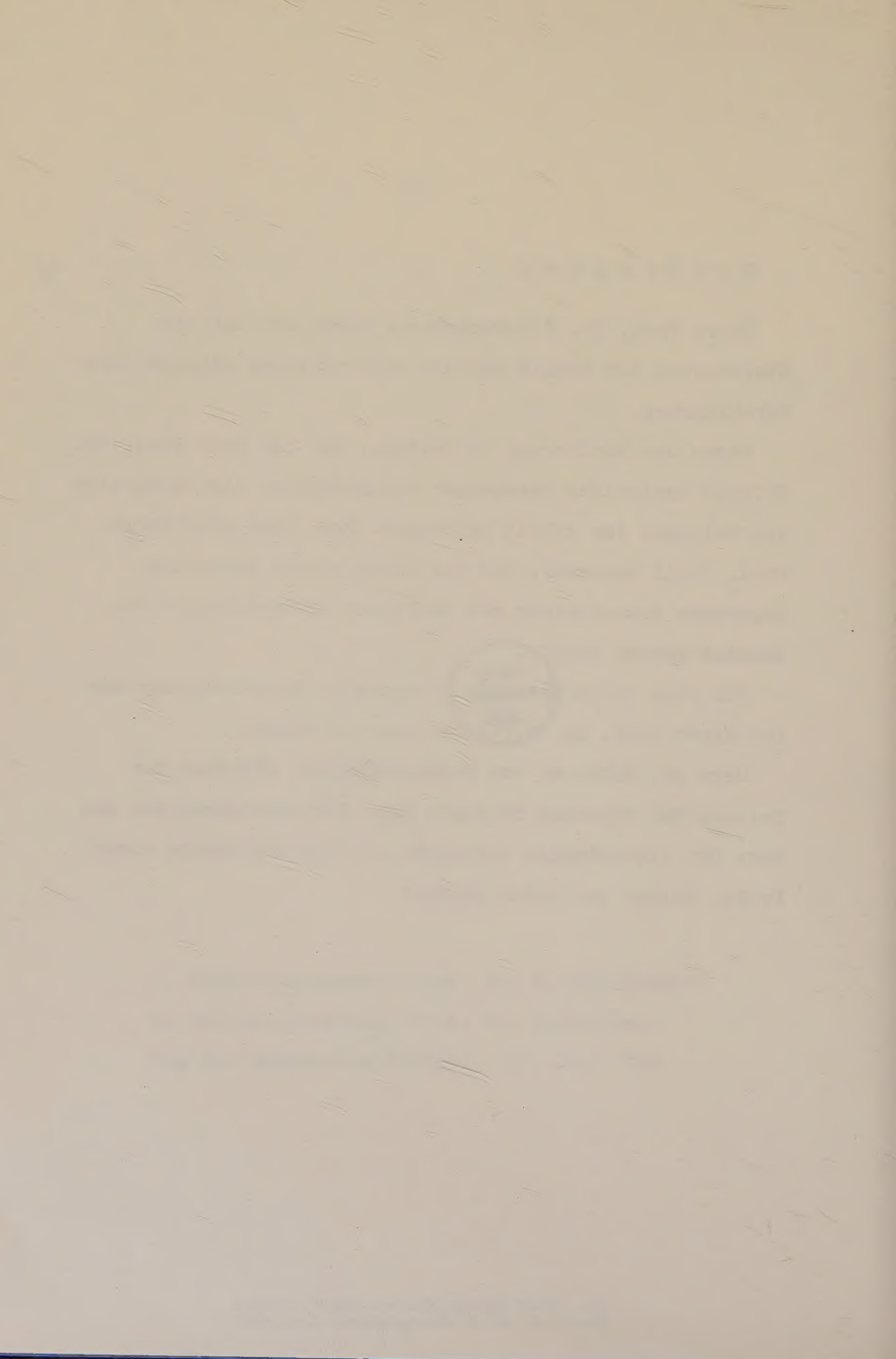
D a n k s a g u n g

Herrn Prof. Dr. H.G.Huckenholz danke ich für die Übertragung der Arbeit und die Unterstützung während ihrer Durchführung.

Neben der Einführung im Gelände, gab mir Herr Prof. Dr. G.Troll zahlreiche Anregungen und Hinweise, die wesentlich zum Gelingen der Arbeit beitrugen. Mein Dank gilt Herrn Prof. Troll umsomehr, als die unter seiner Anleitung begonnene Dissertation mit ähnlicher Zielsetzung nicht beendet werden konnte.

Für eine vorübergehende finanzielle Unterstützung habe ich Herrn Prof. Dr. G.Fischer sehr zu danken.

Herr Dr. E.Knauer vom Mineralogischen Institut der Universität Würzburg fertigte eine Mikrosondenanalyse an, Herr Dr. V.Voultsidis bestimmte die Spurenelemente einer Probe. Beiden sei dafür gedankt.



Inhaltsverzeichnis

Seite

1.	Einführung	1
2.	Die Monotonen und Bunten Serien des Moldanubikums	1
3.	Die Bunte Serie am Südrand des Passauer Waldes	4
4.	Marmore	9
4.1.	Calcitmarmor	10
4.1.1.	Mineralbestand, Chemismus	10
4.1.2.	Metamorphose	13
4.2.	Dolomitmarmor	19
4.2.1.	Mineralbestand, Chemismus	19
4.2.2.	Metamorphose	22
5.	Kontaktreaktionen an der Grenze Marmor/ Nebengestein	29
5.1.	Kontakt Plagioklasfels/Dolomitmarmor	29
5.1.1.	Petrographie, Mineralbestand	31
5.1.1.1.	Plagioklasfels	31
5.1.1.2.	Kontaktzone	32
5.1.2.	Chemismus	34
5.2.	Kontakt Pegmatoid/Calcitmarmor	38
6.	Kalksilikatgesteine	39
6.1.	Skarne im migmatischen Granat-Cordierit- Sillimanit-Gneis	39
6.1.1.	Al-reicher Kalksilikatfels	39
6.1.1.1.	Mineralbestand, Chemismus	39
6.1.1.2.	Metamorphose	46
6.1.1.3.	Kontakt Al-reicher Kalksilikatfels/ Pegmatoid	54
6.1.2.	Fe, Mg-reicher Kalksilikatfels	55
6.1.2.1.	Mineralbestand, Chemismus	56
6.1.2.2.	Metamorphose	64
6.2.	Kalksilikatgneise der Oeden-Serie	66

6.2.1.	Petrographie	67
6.2.2.	Chemismus	70
7.	Migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit- Gneis	75
7.1.	Mineralbestand, Chemismus	76
7.2.	Metamorphose	81
8.	Metamorphite mit basaltischem, andesiti- schem und rhyolithischem Chemismus	90
9.	Zusammenfassung	94
	Untersuchungsmethodik	98
	Probenliste	100

A b k ü r z u n g e n

A	Andalusit	Ko	Korund
Ab	Albit	Kp	Klinopyroxen
Ad	Andesin	Kz	Klinozoisit
Ak	Aktinolith	Lm	Laumontit
Akz	Akzessorien	Me	Mejonit
An	Anorthit	Mk	Magnetkies
Ap	Apatit	Ms	Muskowit
Bi	Biotit	Mt	Magnetit
Br	Brucit	My	Myrmekeit
By	Bytownit	Ol	Olivin
C	Graphit	Or	Orthoklas
Cc	Calcit	Ot	Orthit
Ch	Chabasit	Pe	Periklas
Cl	Chlorit	Pg	Plagioklas
Co	Cordierit	Ph	Phlogopit
Di	Diopsid	Pr	Prehnit
Do	Dolomit	Px	Pyroxen
Ep	Epidot	Qz	Quarz
Ez	Erz	Sa	Salit
Fo	Forsterit	Si	Sillimanit
Fs	Ferrosalit	Sk	Skapolith
Ga	Granat	Sp	Spinell
Gr	Grossular	Sr	Serpentin
Hb	Hornblende	St	Staurolith
Hd	Hedenbergit	Sz	Serizit
Hg	Hellglimmer	Tk	Talk
Il	Ilmenit	Ti	Titanit
Kb	Karbonat	Tr	Tremolit
Kc	Klinochlor	Ze	Zeolith
Kf	Kalifeldspat	Zk	Zirkon
Kh	Klinohumit	Zo	Zoisit

1. Einführung

Die vorliegenden, geochemisch-petrologischen Untersuchungen befassen sich mit dem Stoffbestand und der Metamorphose von typischen Gesteinen der Bunten Serie aus dem Bereich des Donauhanges zwischen Erlau und Obernzell (Meßtischblatt Obernzell).

In den Jahren 1965 und 1966 machten Felsrutschungen am steilen Nordufer der Donau, östlich von Passau, Sicherungsarbeiten für Bahn und Straße erforderlich, die die Aufschlußverhältnisse verbesserten und eine geologisch-petrographische Spezialkartierung ermöglichten (v.GUTTENBERG 1969, BERNER 1971). Der Donauhang zwischen Passau und Obernzell erschließt profilartig eine konkordante Folge graphitführender, pelitischer bis psammitischer Gneise, Kalksilikatfelse und Marmore, mit Einschaltungen von Amphiboliten und intermediären bis sauren Orthogneisen. Jüngere Granite und Quarzdiiorite drangen diskordant in die Para- und Orthogneise ein.

2. Die Monotonen und Bunten Serien des Moldanubikums

Im böhmischen Teil der moldanubischen (SUESS 1903) Zone des variskischen Gebirges wurde zuerst eine Gliederung der Metasedimente nach "monotonen" und "bunten" (=varied) Serien vorgenommen (Abb. 2-1). Die Pelite und psammitischen Pelite der älteren, Monotonen Serien kamen in einem tektonisch relativ ruhigen Meeresbecken zur Ablagerung (ZOUBEK 1965, SVOBODA et al. 1966, JENCEK & VAJNER 1968). In den oberen Partien

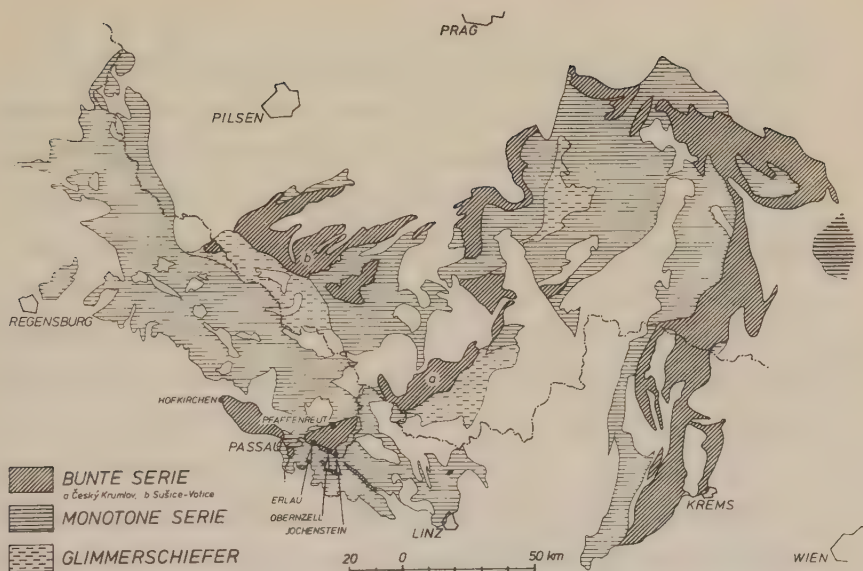


Abb. 2-1

VEREINFACHTE DARSTELLUNG DER PARAGNEIS-GLIMMERSCHIEFER-VERTEILUNG IM MOLDA-NUBIKUM

UNTERLAGEN: GEOLOGISCHE KARTE VON BAYERN, 1:500 000, 1964
GEOLOGISCHE KARTE DER BUNDESREPUBLIK ÖSTERREICH, 1:500 000, 1937
SYNOPTIC MAP OF THE CZECHOSLOVAK PART OF THE MOLDA-NUBICUM, SVOBODA et al. 1966
GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES BAYERISCHEN WALDES, 1:100 000, TROLL et al. 1967

der Monotonen Serien steigt der Anteil an mergeligen Sedimen-ten, auch mehren sich Anzeichen eines geosynklinalen, basi-schen Vulkanismus. Zur Zeit der Entstehung der jüngeren, Bun-ten Serien war der Sedimentationsraum flacher; es entstanden mächtige Karbonatfolgen. Gleichzeitig verstärkten sich die vertikalen Bewegungen des Meeresbodens, und der basische Vul-kanismus wurde ausgeprägter. Kohlenstoff- und Schwefelwasser-stoff-führende Sapropelite und Karbonatgesteine bildeten sich in größerer Tiefe, oberflächennäher entstanden vermutlich die graphit- und erzfreien Marmore des Sušice (Schüttenhofen)-Zuges (Abb. 2-1), die als ehemalige Algenriffe aufgefaßt werden.

ZOUBEK (1965) gliedert die Bunte Serie in eine basale Amphibolitformation, die von Peliten bis pelitischen Psammiten, wenig Karbonatlagen, bituminösen Schiefern und Quarziten aufgebaut wird und durch intensiven basischen Vulkanismus gekennzeichnet ist. Darüber folgt, getrennt durch eine mögliche Granulitformation, die karbonatführende Formation mit pelitischen bis psammitischen Sedimenten, mächtigen Karbonatlagen, bituminösen Schiefern, Quarzitlagen und basischen bis sauren Vulkaniten.

In der Bunten Serie von Český Krumlov (Krumau) (Abb. 2-1), die möglicherweise die Fortsetzung der Bunten Serie am Südrand des Passauer Waldes darstellt, bilden die tiefste Einheit Biotit-Paragneise mit quarzitischen bis kalksilikatischen Einlagerungen (JENCEK & VAJNER 1968). Darüber folgen Biotit-Paragneise, Amphibolgneise und Amphibolite (= Amphibolitformation, ZOUBEK 1965), die wiederum von Biotit-Paragneisen mit mächtigen Marmor- und geringmächtigen Amphiboliteinschaltungen (= karbonatführende Formation, ZOUBEK 1965) überlagert werden. Die Obergrenze bilden quarzhaltige Marmore, die ZOUBEK (1953, zit. bei JENCEK & VAJNER 1968) als Regressionsedimente auffaßt.

Die Sedimentation der moldanubischen Paraserien erfolgte praealgonkisch (ZOUBEK 1965, FISCHER 1968) bis algonkisch (DUDEK & SUK 1965), die Hauptmetamorphose assyntisch (ZOUBEK 1965) bzw. variskisch (DUDEK & SUK 1965). Das Ausgangsmaterial der Paragneise entstammt Abtragungsgebieten die etwa 2000 bis 2300 Mill. Jahre alt sind (GRAUERT et al. 1973). Nach VEJNAR (1971) wird die assyntische Hochdruckmetamorphose

von einer variskischen Niederdruckmetamorphose überlagert. Für das Gebiet des Bayerischen Waldes folgt nach FISCHER (1968) auf die Sedimentation eine alpinotype Faltung unter niederen Temperaturen. Große Teile der Paraserien erfuhren anschließend eine Temperatursteigerung bis zur Anatexis (I). Nach einem langen ruhigen Zeitintervall (? Kambrium bis mittleres Devon) wurde der Gneis im Verlauf einer neuen Orogenese zerbrochen und zerschert. Gleichzeitig drangen saure bis intermediäre Magmen auf, die südlich des Pfahls eine neue Anatexis (II) bewirkten.

Absolute Altersbestimmungen ergaben variskische Abkühlalter für Biotite aus Graniten und Gneisen des gesamten bayerischen Moldanubikums (DAVIS & SCHREYER 1962). Das Alter der Metamorphose selbst ist auf Grund neuerer Bestimmungen an Osseerquarziten und Cordieritgneisen der Oberpfalz in diesen Teilen des Moldanubikums kaledonisch (aus BLÜMEL 1972).

3. Die Bunte Serie am Südrand des Passauer Waldes

Passauer Wald und Regensburger Wald bilden den Vorderen Bayerischen Wald, der durch die Pfahlstörung vom Hinteren Bayerischen Wald getrennt ist. Der Bayerische Wald und der im Norden angrenzende Oberpfälzer Wald stellen den bayerischen Anteil des Moldanubikums dar, aus dem bisher zwei Vorkommen Bunter Serie bekannt wurden.

Von Rittsteig im nördlichen Bayerischen Wald beschreibt BLÜMEL (1972) eine marmor- und quarzithaltige Ton-Grauwacken-

Folge (Bunte Serie), die er als miogeosynklinale Bildung den eugeosynklinalen, Monotonen Serien im Süden gegenüberstellt.

Ein weitaus mächtigeres Vorkommen erstreckt sich am Südrand des Passauer Waldes, zwischen Hofkirchen im Nordwesten und Jochenstein/Pfaffenreut im Südosten (Abb. 2-1). Das Gebiet umfaßt Gesteine, die stofflich und auch hinsichtlich ihrer Metamorphose nicht einheitlich sind. Als entscheidendes Kriterium für die Zuordnung zur Bunten Serie wurde die Anwesenheit von Karbonatgesteinen betrachtet, die in dem ganzen Bereich gegeben ist. Mit dem Begriff "Bunte Serie" ist nach JENCEK & VAJNER (1968) keine Aussage über den Metamorphosegrad der betroffenen Gesteine verbunden.

Linsenförmige, graphitführende Marmore sind im Nordwesten von Passau und zwischen Obernzell und Jochenstein (wo v. GÜMBEL 1868, mit dem Eozoon bavaricum fossile Einzeller entdeckt zu haben glaubte) verbreitet. Das Nebengestein der Linsen sind anatektische Gneise, die petrographisch nicht detailliert erfaßt sind, im ganzen aber weniger Karbonat- und Amphibolit-Einschaltungen führen als die Gesteine der Donau-leite zwischen Passau und Obernzell. Der Chemismus der linsenförmigen Marmore ist weitgehend unbekannt. Ein Wechsel von Forsterit+Calcit - Lagen mit Dolomitlagen kann an angefärbten Handstücken der meisten Vorkommen beobachtet werden. SCHREYER (1962) vermutet als Ursache der Bänderung, neben einer möglichen sedimentären Anlage, Stoffzufuhren während der Anatexis. ROST & HOCHSTETTER (1964), die Opicalcite des nördlichen Donauufers zwischen Passau und Jochenstein untersuch-

ten, führen Forsterit- und Serpentin-Bildung auf sekundäre Lösungszuführen zurück.

Östlich von Passau (ab Grubweg) schalten sich zunehmend Kalksilikatgneise, Amphibolite und auch Marmore in die Metapelite und Metapsammite ein. Die Donauleite zwischen Erlau und Obernzell schließlich zeichnet sich durch den hohen Anteil an Karbonatgesteinen aus, die besonders in zwei Zügen hervortreten. Von Nordwesten nach Südosten fortschreitend ergibt sich vereinfacht folgende stratigraphische Gliederung (Abb. 3-1):

Migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis

Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Zug B

Oeden-Serie (Biotit-Plagioklas-Gneis, Quarzitischer
Gneis)

Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Zug A

Konkordanter Granit und Granodiorit

Trankreutbach-Serie (Biotit-Plagioklas-Gneis, Amphibo-
lit, Amphibolgneis)

Die letzte Serie ist wieder bei Hamet nordöstlich von Obernzell aufgeschlossen. Sie kann mit Gneisen am Südrand der Bunten Serie von Krumau parallelisiert werden und dürfte somit der Amphibolitformation (ZOUBEK 1965) entsprechen. Die Marmorzüge zwischen Erlau und Obernzell mit den zwischenlagernden Gneisen wären dann ein Äquivalent der im Hangenden anschließenden karbonatführenden Formation. Das würde auch bedeuten, daß an der Donauleite das stratigraphisch Hangende mit dem topologisch Hangenden identisch ist. Schwieriger ist die Einordnung der Gneise westlich von Erlau. Möglicherweise wiederholt sich die Abfolge dort, da am Endresfelsen (BERNER

Die Bunte Serie am Südrand des Passauer Waldes ist hochmetamorph, es wurden PT-Bedingungen der Anatexis erreicht. Unterschiede bestehen jedoch hinsichtlich der Ausbildung der Anatexite. Die Gneise östlich von Passau zeigen einen straffen sedimentären Lagenbau und nur in Einzelfällen konkordante

Metatekte. Eine stärkere Anatexis ist für die Gesteine westlich von Passau typisch

(SCHREYER 1962). Der Lagenbau ist

dort weitgehend zerstört, die

Gneise sind nebulitisch.

Der Unterschied be-

ruht nicht auf der

allgemein

höheren

Basizität der

Gesteine östlich

von Passau, denn auch

Gneise mit geeignetem Che-

mismus (Biotit-Oligoklas-Quarz-

Gneise) sind hier nicht oder nur ge-

ringfügig anatektisch. Auch konnten in den Marmoren östlich

von Passau niemals Forsterite mit Periklaskern beobachtet

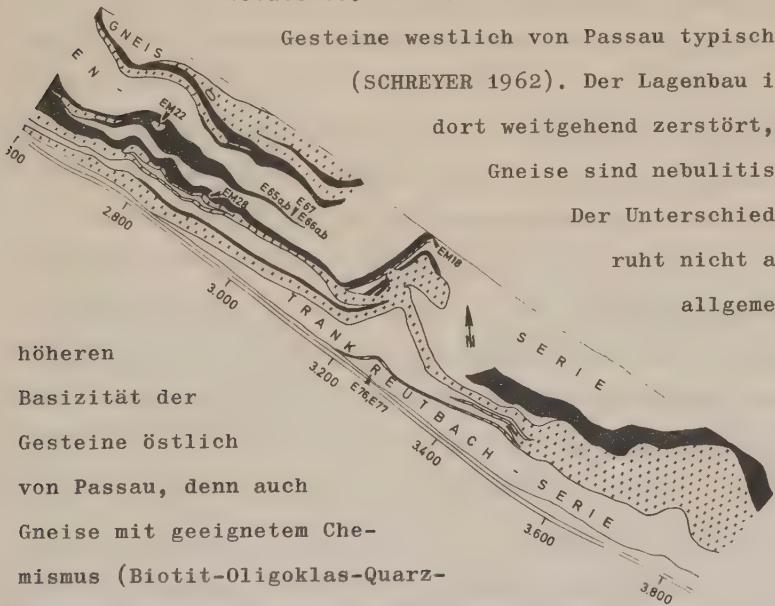
werden, die SCHREYER (1962) von Vilshofen beschreibt.

Schicht- und Schieferungsflächen sind im bearbeiteten Ge-

biet identisch. Sie streichen Westnordwest - Ostsüdost und

fallen nach Südosten ein. Die Gneise sind südvergent gefal-

tet mit Amplituden im Dezimeter- bis Meterbereich. Die



Faltenachsen tauchen flach nach Westnordwesten bis Ostsüdosten ein. Steil nach Nordosten einfallende Faltenachsen konnten zusätzlich in der Trankreuthbach-Serie beobachtet werden. Diese Achsen entsprechen nach FISCHER (1968) einem älteren Bauplan als die Westnordwest - Ostsüdost streichenden Achsen. [BLÜMEL (1972) ordnet die nach Nordosten einfallenden Faltenachsen in Metapeliten des Hinteren Bayerischen Waldes einer jüngeren Faltung zu, die von einer regionalen Niederdruckmetamorphose (Andalusit-Sillimanit-Typ) begleitet wurde].

Da zwischen der Streichrichtung der Gneise und dem Verlauf der Aicha-Halser-Nebenpfahl-Störung (mit Zentrum im Flußbett der Donau) eine Winkeldiskordanz besteht, ergibt sich das Bild der Gneise, die aus der Donau auftauchen und nach Nordosten den Hang hinaufziehen. Die Pfahltektonik macht sich in dem bearbeiteten Gebiet durch vereinzelte blastomylonitische Gneise bemerkbar.

4. M a r m o r e

Die Marmorvorkommen zwischen Erlau und Obernzell zeichnen sich durch ihre große horizontale Erstreckung aus. Einzelne, bis 10 m mächtige Marmorbänder lassen sich mehrere 100 m verfolgen. Die Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Züge im Liegenden und Hangenden der Oeden-Serie erreichen Kilometerlänge, wobei sedimentärer Fazieswechsel und die Faltung während der Metamorphose Unterbrechungen und Versetzungen bewirken können. Kleinere, dezimeter- bis metermächtige Marmorlinsen sind in den Paragneisen verbreitet.

Die Farbe der Marmore ist schmutzig-grau, im frischen Zustand graugrün bis weiß. Einige Vorkommen haben merkliche Schwefelwasserstoffgehalte. Massige Marmore sind häufiger als gebänderte. Die feinzeilige Bänderung von Dolomitmarmoren wird durch den Wechsel dolomitischer und kieseliger Dolomit-Lagen verursacht. Ein rhythmischer Lagenbau, wie ihn der Marmor vom Trankreutbach aufweist, kann nur als Ergebnis einer sedimentären Wechsellagerung aufgefaßt werden. Wässrige Lösungen, die während der retrograden Metamorphose auf ac-Klüften in den Marmor eindringen, bewirkten Tremolit- und Serpentinbildung, jedoch nur in einer millimeterbreiten Zone beiderseits der Klüfte.

Konkordante, oft mylonitisierte, aplitische Gesteine und quarzitische Gneise sind neben Kalksilikatfelsen die häufigsten Begleiter der Marmore. Kennzeichnend für Calcitmarmore sind warzenartig an der Oberfläche herauswitternde, quarzitische Einschlüsse und Einlagerungen quarzitischer oder aplitischer Bänder mit Faltenbau. Diese Einschlüsse fehlen den Dolomitmarmoren, sie konnten dort mit Dolomit zu Kalksilikatmineralen reagieren. Gegen das Nebengestein sind die Marmore i.a. scharf abgegrenzt. Nur an Kontakten zu aplitischen Gesteinen konnten Mineralneubildungen beobachtet werden.

4.1. Calcitmarmor

4.1.1. Mineralbestand, Chemismus

Calcit bildet die granoblastische Grundmasse des Gesteins. Idiomorpher, farbloser Diopsid kann kataklastisch sein, mit $2V_z = 62^\circ$ und $Z/c = 40^\circ$ enthält er nur wenig Fe^{2+} . Die Diop-

side zeigen beginnende bis völlige Verdrängung durch Tremolit, $2Vx = 88^\circ$, $Z/c = 21^\circ$ (EM 57); $2Vx = 83^\circ$, $Z/c = 16^\circ$ (EM 58), wobei Calcit und Quarz freiwerden. β -Zoisit (Zoisit, MYER 1966) bildet kurzprismatische Säulen mit sechseitigem Umriß, die farblosen Kristalle haben einen Achsenwinkel von $2Vz = 44 - 56^\circ$, $r > v$ - Achsendispersion, die Achsenebene liegt // (010). Nach MYER (1966) entspricht der Achsenwinkel einem Gehalt an Fe_2O_3 zwischen 0 und 0.3 Gew.%. Zoisit wird pseudomorph durch Hellglimmer¹⁾ und Chabasit ersetzt. Klinozoisit unterscheidet sich von Zoisit deutlich durch anomale Interferenzfarben. Ehemals idiomorphe, unverzwillingte Bytownite/Anorthite sind bis auf Relikte durch Chabasit verdrängt. Xenomorpher Labradorit ist nach dem Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz verzwillingt und tritt zusammen mit Quarz, Hellglimmer und Zoisit in Linsen im Marmor auf. Albit entsteht untergeordnet neben Chabasit beim Abbau der Bytownite/Anorthite. Skapolith (Mejonit) kann unter geeigneten Bildungsbedingungen Plagioklas ersetzen. Die Reaktionsbeziehungen zwischen beiden Mineralen sind nicht immer klar. Calcit-Interpositionen einiger Plagioklase beweisen jedoch, daß neben der Umwandlung der Plagioklase in Skapolith auch die umgekehrte Reaktion stattfand. Kalifeldspat ist deutlich mikroklin-gegittert, wenn er gehäuft in Linsen auftritt. Für einzelne Blasten im Marmor trifft dies nicht zu. Die "Triklinität" kommt mit 0.94 dem Maximalwert von 1.0 für Mikroklin sehr nah. Nach DIETRICH (1962) sind Kalifeldspäte mit Triklinitätswerten dieser Größenordnung für Metamorphite der Amphibolitfazies typisch. Muskowit entsteht bei der Serizitisierung der Zoisite ($2 Zo + 3 Or + 4 CO_2 + H_2O \rightleftharpoons 3 Ms + 4 Cc + 6 Qz$). Von ihm unterscheidet sich Margarit, der zusammen mit anderen $CaAl$ -Silikaten auftritt, durch niedrigere Doppelbrechung und $r < v$ - Dispersion. Phlogopit ist im Calcitmarmor selten, er liegt in Form großer, oft verbogener Kristalle vor. Nach der Pulveraufnahme ist die Struktur identisch mit der eines $2M_1$ -Phlogopits von Burgess/Ontario, Canada, (ASTM 10-493).

¹⁾ nicht näher bestimmter, farbloser Glimmer

Prehnit, $2V_z = 65^\circ$, $r < v$, tritt in geringen Mengen verwachsen mit Muskowit, Margarit, Quarz und Klinopyroxen auf. Laumontit ist ausschließlich an Graphit gebunden, dessen Schichten er fächerförmig aufweitet. Graphit liegt nach Ausbildung des Reflexes $d_{(002)}$ in völlig geordnetem Strukturzustand vor, wodurch Bildungstemperaturen über 500°C angezeigt sind (LANDIS 1971). Neben Magnetkies, idiomorphem Pyrit und Goethit (Pulveraufnahme) treten akzessorisch Titanit, Apatit und Zirkon auf.

Tabelle 4-1: Chemische Analysen und Modalanalysen der Calcitmarmore

Pr.Nr.	EM 28	EM 57	EM 58		EM 28	EM 57	EM 58
SiO ₂	10.97	5.84	8.57	Cc	79.8	89.5	83.3
TiO ₂	.10	.06	.08	Di	1.3	4.9	.2
Al ₂ O ₃	3.09	2.49	1.72	Tr	7.8	1.6	5.7
Fe ₂ O ₃	.02	.14	-	Pg	.2	.1	1.9
FeO	.77	.16	.65	Kf	1.8	.3	4.3
MnO	.04	.04	.06	Zo	-	.5	-
MgO	2.05	1.26	2.02	Sk	1.7	-	1.0
CaO	45.16	52.02	51.05	Hg	1.0	.8	.4
Na ₂ O	.20	.07	.16	Ez	1.3	} 1.8	.8
K ₂ O	.78	.52	.73	C	4.6		2.3
P ₂ O ₅	-	.01	.01	Akz	.5	.5	.1
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.				
Summe	63.18	62.61	65.05				
Li (ppm)	6	2	7	Pr.Nr.	EM 28	EM 57	EM 58
Rb (ppm)	29	16	29	Mol%			
Ca/Mg	15.87	29.67	18.14	CaO	77.52	87.83	82.52
				MgO	4.89	2.96	4.55
				SiO ₂	17.59	9.21	12.93
				CaO	79.09	88.41	85.10
				Al ₂ O ₃	2.98	2.33	1.57
				SiO ₂	17.93	9.26	13.33

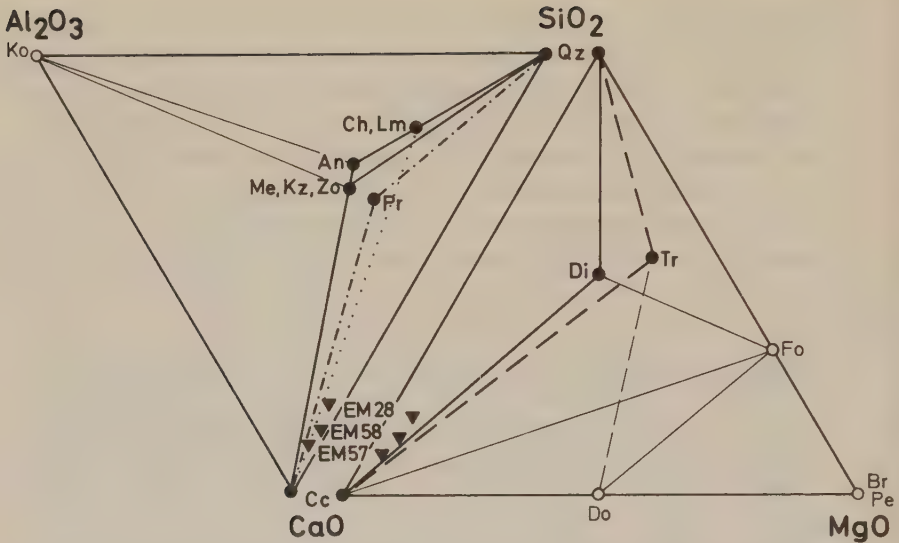


Abb. 4-1 Darstellung der Calcitmarmore im System $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-(H}_2\text{O-CO}_2\text{)}$

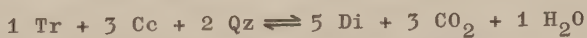
Wie die chemischen Analysen (Tab. 4-1) zeigen, war das Ausgangssediment der Calcitmarmore ein kieseliger Kalk mit geringen Al_2O_3 -, MgO -, K_2O - und Na_2O -Gehalten. Dementsprechend liegen die Darstellungspunkte der Marmore in den Dreiecken CaO-MgO-SiO_2 - und $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-(H}_2\text{O-CO}_2\text{)}$ (Abb. 4-1) dicht an der CaO -Ecke.

4.1.2. Metamorphose

Geht man vom vorhandenen Mineralbestand aus, so ergibt sich aus Abb. 4-1 als stabile Paragenese während der höchstgradigen Metamorphose $\text{Cc} + \text{Di} + \text{Qz} + \text{An, Zo/Me} + \text{Kf, Ph}$. Unter retrograden Bedingungen entstand die Assoziation

Cc + Tr + Qz + Kz/Me + Kf, Ms sowie Albit, Prehnit, Lauthmontit und Chabasit (Kalifeldspat, Phlogopit und Albit sind nicht dargestellt).

Im Verlauf der prograden Metamorphose wurden CaMg-Karbonate mit Quarz über Zwischenstufen wie Talk und Tremolit zu Diopsid umgesetzt. Die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion



ist bei konstantem Gesamtdruck vom $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -Verhältnis der Gasphase abhängig. Bei der Tremolit- und Diopsidbildung wird CO_2 frei, was zur relativen Anreicherung der Gasphase mit CO_2 führen sollte. Nach WINKLER (1967) sind Gesteinssysteme während der Metamorphose soweit geschlossen, daß, abgesehen von lokalen metasomatischen Vorgängen, ein beliebiger Stoffaustausch nicht stattfinden kann. Der CO_2 -Gehalt der Gasphase karbonatischer Gesteine liegt nach WINKLER i.a. bei Werten über 25 Mol% ($X_{\text{CO}_2} \geq 0.25$). Abgesehen vom primären $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -Verhältnis wird in karbonatischen Gesteinen, unter Bedingungen in denen Talk, Tremolit oder Diopsid stabil sind, die Gasphase desto CO_2 -reicher sein, je höher der MgO- und SiO_2 -Gehalt des Kalkes ist. Geht man von einem mittleren H_2O -Gehalt der Sedimente von 5.5 Gew% aus (WINKLER 1967), dann ist, wenn alles MgO zur Diopsidbildung verbraucht wird, X_{CO_2} in Probe EM 57 gleich 0.17, in Probe EM 58 gleich 0.25. Unberücksichtigt bleibt dabei der bereits vorhandene CO_2 -Gehalt der Gasphase.

Genauere Aussagen über die Zusammensetzung der Gasphase erlauben Minerale und Mineralparagenesen, deren Auftreten

bei gegebenen PT-Bedingungen vom $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -Verhältnis abhängig ist. So kann Zoisit (EM 57) nur mit einer sehr H_2O -reichen Gasphase koexistieren. Aus experimentellen Untersuchungen sind folgende Stabilitätsbedingungen für Zoisit-Paragenesen bekannt:

<u>Zo + Qz</u>	$P_{\text{H}_2\text{O}}$	
	2 kb	4 kb
stabil bis	470°C	665°C (NITSCH & WINKLER 1965)
	490°C	580°C (NEWTON 1966)
	520°C	595°C (BOETTCHER 1970)
	$p_f = 2 \text{ kb}$	
	500°C, $X_{\text{CO}_2} \leq 0.18$	(STORRE 1970)
	520°C, $X_{\text{CO}_2} \leq 0.08$	(GORDON & GREENWOOD 1971)
<u>Zo, Zo + Cc,</u>	580°C, $X_{\text{CO}_2} \leq 0.03$	(GORDON & GREENWOOD 1971)
<u>Zo + CO₂</u>	540°C, $X_{\text{CO}_2} \leq 0.02$	(STORRE & NITSCH 1972)
<u>Zo + Ms + Qz</u>	$p_f = 7 \text{ kb}$	
<u>+ Or</u>	600°C, $X_{\text{CO}_2} = 0$	(JOHANNES & ORVILLE 1972)
	570°C, $X_{\text{CO}_2\text{max}} = 0.17$	

Die Stabilität des Zoisits relativ zu Klinozoisit wird durch gerichteten Druck begünstigt (COE & PATTERSON 1968, zit. bei HOLDAWAY 1972). Auch spielt die reduzierende Wirkung des Graphits in Zoisitvorkommen eine Rolle (HOLDAWAY 1972).

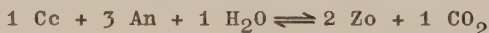
Für EM 57, wo Zoisit neben Calcit stabil war, durfte, zumindest zur Zeit der Zoisitbildung, der für Marmore sehr kleine Wert von $X_{\text{CO}_2} \leq 0.02$ für $p_f = 2 \text{ kb}$ nicht überschritten worden sein. (Alle experimentell ermittelten Daten haben Gültigkeit im jeweiligen System und können deshalb nur Anhaltswerte für die hier behandelten Gesteine liefern).

Unter diesen Bedingungen entstehen Tremolit, Diopsid und auch Wollastonit bereits bei Temperaturen unter 450°C , bei $p_f = 1 \text{ kb}$ (WINKLER 1967). Wahrscheinlicher ist, daß sich Tremolit und Diopsid bei höheren X_{CO_2} -Werten und damit auch höheren Temperaturen gebildet haben. Liegt X_{CO_2} bei 0.25, $p_f = 1 \text{ kb}$, kann Diopsid erst ab 520°C auftreten (METZ & TROMMSDORFF 1968).

Das stabile CaAl-Silikat neben Tremolit bzw. Diopsid war Anorthit, der bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$ (5 kb) oberhalb 360°C (475°C) entsteht (NEWTON 1966, NITSCH 1971). An die Stelle von Anorthit kann unter geeigneten Bedingungen auch Skapolith treten. Für die Stabilität des Skapoliths gibt SHAW (1960) einen großen PT-Bereich an ($200\text{--}1100^{\circ}\text{C}$, 0-10 kb). Das Mineral ist deshalb in genetisch sehr verschiedenen Gesteinen anzutreffen. Voraussetzung für die Skapolithbildung sind jedoch neben bestimmten Gehalten an Haupt- und Spurenelementen im Gestein auch ein hoher CO_2 -, Cl_2 - und SO_3 -Gehalt der Gasphase. Unreine, marine Kalke bieten gute Bedingungen für die Skapolithbildung. Sie kann durch eine Beteiligung von Evaporiten am Ausgangssediment verursacht sein (HIETANEN 1967). Auch Elementumverteilungen während der Kontakt- und Regionalmetamorphose sind nach SHAW auslösende Faktoren der Skapolithentstehung. Welches Kriterium letztlich für die Skapolithbildung entscheidend war, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Die Anwesenheit von Skapolith ist aber ein Indikator für eine CO_2 -reiche Gasphase. In den untersuchten Calcitmarmoren schließen sich Zoisit und Skapolith, deren

Ca/Al/Si-Verhältnis gleich ist, gegenseitig aus, was aufgrund der Stabilitätsbeziehungen beider Minerale auch zu erwarten ist.

Die starke H₂O-Anreicherung in Probe EM 57, die schließlich zur Zoisitbildung nach der Gleichung



führte, ist eine Folge des Eindringens wässriger Lösungen, die von einem angrenzenden Pegmatoid (E 49) ausgingen. Unter den jetzt herrschenden X_{CO₂}-Partialdrucken hätte auch Wollastonit entstehen können, doch war alles SiO₂ bereits in CaAl- und CaMg-Silikaten gebunden. Quarz wurde wie auch Kalifeldspat während der tektonischen Durchbewegung des Gesteins randlich eingeschleppt und konnte weder mit Calcit noch mit Zoisit reagieren, was bei p_f = 2 kb auf t < 500°C schließen läßt (STORRE 1970). Wäre Kalifeldspat von Anfang an im Marmor gewesen, hätte sich Phlogopit noch vor Talk und Tremolit bilden müssen.

Im Verlauf der retrograden Metamorphose war die Gasphase der Calcitmarmore H₂O-reich, nur so konnten Prehnit und Ca-Zeolithe entstehen. Die obere Temperaturgrenze liegt für Prehnit bei 380 ± 25°C, p_{H₂O} = 2 kb (STRENS 1968). Unterhalb 250°C, p_{H₂O} = 3 kb, wird das Stabilitätsfeld der Zeolithe (Laumontit, Chabasit) erreicht (LIOU 1971). Hohe X_{CO₂}-Werte begünstigen die Bildung von Kaolinit-Calcit oder Pyrophyllit-Calcit anstelle von Laumontit (COOMBS et al. 1970). Auch Margarit befindet sich bei p_f = 2 kb mit einer Gasphase im Gleichgewicht, deren X_{CO₂} nicht größer als 0.15

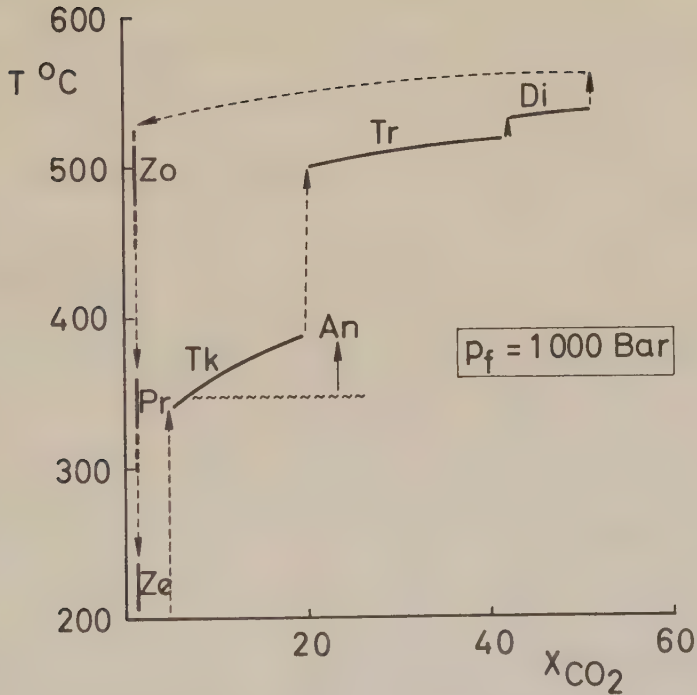


Abb. 4-2 Schematisches T/X_{CO2}-Diagramm, das den Verlauf der prograden und retrograden Metamorphose in Probe EM 57 darstellt.

ist (NITSCH & STORRE 1972). Welche Rolle Graphit für das Wachstum von Laumontit spielt ist unklar. Es erscheint möglich, daß während der retrograden Metamorphose CH_4 nach $\text{C} + 2 \text{H}_2$ geht (FRENCH 1966) und die weitere Reaktion $\text{H}_2 + 1/2 \text{O}_2 = \text{H}_2\text{O}$, das für die Laumontitstehung nötige Wasser liefert. Vielleicht enthält Graphit auch adsorptiv schwach gebundenes Wasser, das für den Einbau in den Zeolith zur Verfügung steht.

Zusammenfassend wird festgestellt, daß die Metamorphose der kieseligen Kalke unter normalen Bedingungen in bezug auf die Zusammensetzung der Gasphase ($X_{\text{CO}_2} \geq 0.25$) bis zur Bildung der Paragenese $\text{Di} + \text{Cc} + \text{An/Sk}$ verlief. Bei $p_f = 1 \text{ kb}$ sind dadurch Temperaturen über 520°C angezeigt (METZ & TROMMSDORFF 1968). In Probe EM 57 (Abb. 4-2) wurde die Gasphase durch wässrige Lösungen so in ihrer X_{CO_2} -Konzentration erniedrigt, daß anstelle von Anorthit (bzw. Skapolith) Zoisit stabil wurde. Bei $p_f = 2 \text{ kb}$, $X_{\text{CO}_2} = 0.02$, lag die Temperatur unter 540°C (STORRE & NITSCH 1971).

Prehnit, Margarit und Ca-Zeolithe beweisen, daß die Gasphase der Calcitmarmore während der retrograden Metamorphose reich an H_2O war.

4.2. Dolomitmarmor

4.2.1. Mineralbestand, Chemismus

Zwischen nahezu SiO_2 -freien, grobkörnig-homogenen Dolomitmarmoren und wechselkörnigen, gebänderten Silikatmarmoren existieren Übergänge.

Dolomit und Calcit konnten durch Anfärbung mit Alizarin Rot-S im Handstück und Dünnschliff unterschieden werden. Dabei zeigte sich, daß Calcit an die Silikatlagen gebunden ist, die silikatfreien Partien bestehen dagegen aus reinem Dolomit. Forsterit, $2V_z = 82-85^\circ$, liegt in Form runder bis ovaler, maximal 5 mm großer Körner vor. Entlang von Scherzonen wurden die Forsterite zerbrochen und serpentiniert. Mit Forsterit vergesellschafteter Klinohumit unterscheidet sich von diesem durch Eigenfarbe, Pleochroismus ($X = \text{goldgelb}$, $Z = \text{blaßgelb}$) und lamellare Verzwillingung parallel (001). Die allgemeine Formel der Humitgruppe lautet (ROBIN-

SON et al. 1973):

$n \cdot M_2SiO_4 \cdot M_{1-x}(OH,F)_{2-2x} \cdot Ti_xO_{2x}$, $M = \underline{Mg}, Fe^{2+}, Mn, Ca, Zn$.
Klinohumit EM 18 mit $x = 0,12$ (Tab. 4-2) hat demnach die Formel

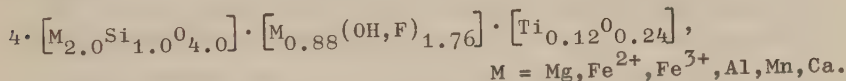


Tabelle 4-2: Chemische
Analysen von Forsterit
und Klinohumit EM 18

	Fo	Kh
SiO ₂	41.90	37.41
TiO ₂	-	1.49
Al ₂ O ₃	.26	.26
Fe ₂ O ₃	-	.01
FeO	1.72	1.36
MnO	.38	.31
MgO	54.99	54.07
CaO	.08	.26
Summe	99.33	95.17

Summe auf der Basis von

	4	0	17	0
Si	.9975		3.9814	
Al	.0073		.0186	
Al	-		.0141	
Ti	-		.1190	
Fe ³⁺	-		.0009	
Mg	1.9501		8.5722	
Fe ²⁺	.0342		.1207	
Mn	.0076		.0280	
Ca	.0020		.0293	
Mg	98.28			
Fe	1.72			

Bei teilweiser Serpentinisierung entsteht i.a. Chrysotil-α mit "cross-fiber" Struktur, sogenannter Bandserpentin. Die Serpentinbildung setzt dabei bevorzugt an Rissen im Forsterit ein, die parallel zur Schieferung oder Klüftung des Marmors verlaufen. Entlang dieser Flächen war die beste Wegsamkeit für wässrige Lösungen gegeben. Wird Forsterit völlig umgewandelt, so besteht der Rahmen der Pseudomorphosen häufig aus Chrysotil-γ (Z-Faser). Im Innern sind Felder mit Vermiculit durch X-Faser - Stränge getrennt. Nach Lösen in EDTA ließen sich im Marmor EM 63, dessen Olivine ganz abgebaut wurden, röntgenographisch nur Serpentin und Klinochlor nachweisen, nicht dagegen Brucit, der in kleinen Mengen mit "Helminthstruktur"-artigen Aggregaten an der Serpentinisierung teilnimmt. Vereinzelte Erzkörnchen im Serpentin gehen auf den geringen Fe-Gehalt des Olivins zurück. Farbloser Phlogopit tritt in Forsteritlagen gehäuft auf. Die idiomorphen

Kristalle können postkristallin deformiert sein. Phlogopit wird basisparallel durch farblosen Klinochlor verdrängt. Dieser verwächst bisweilen mit Chrysotil, z.T. wird Serpentin auch völlig durch Klinochlor ersetzt. Spinell ist nach Gitterkonstante $a_0 = 8.088 \text{ \AA}$ und Lichtbrechung $n = 1.719$ reines MgAl_2O_4 . Die farblosen Oktaeder verdrängt in Einzelfällen Klinochlor. Idiomorpher, farbloser Tremolit, $2Vx = 70-82^\circ$, $Z/c = 18-22^\circ$, findet sich selten als Begleit- oder Einschlußmineral des Forsterits. Diopsid tritt in den analysierten Marmoren nicht auf, Probe EM 15 mit höherem SiO_2 -Gehalt enthält farblose Diopside mit achteckigem Prismenquerschnitt und zwei vollkommenen Spaltbarkeiten nach (110) und (010), sowie lamellarer Verzwilgung nach (100). Nach Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe - $2Vz = 58-60^\circ$, $Z/c = 39-40^\circ$ - enthalten die Diopside 0-5 Mol% CaFe^{2+} . Opakminerale sind Graphit, Magnetkies und Zinnkies (Pulveraufnahme), akzessorisch treten Apatit und Titanit auf.

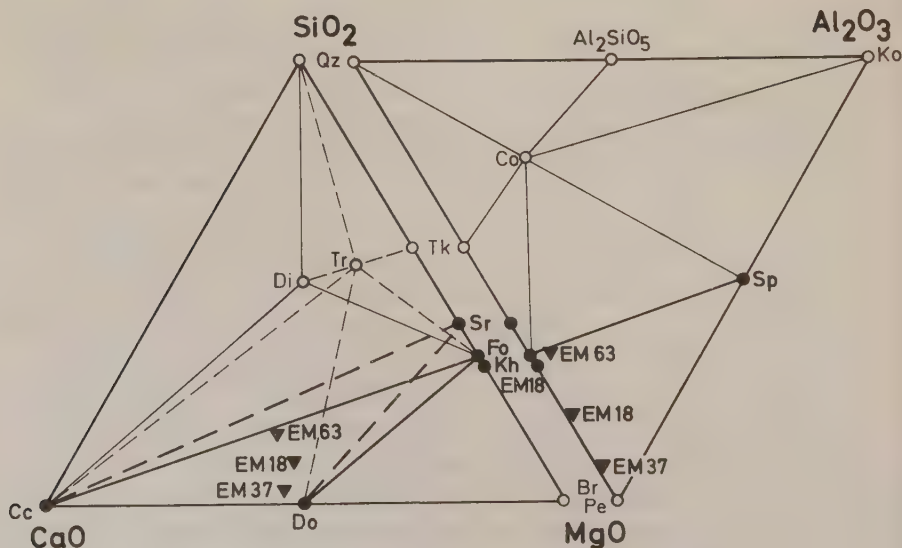


Abb. 4-3 Darstellung der Dolomitmarmore im System $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-(H}_2\text{O-CO}_2\text{)}$

Tabelle 4-3: Chemische Analysen und Modalanalysen der Dolomitmarmore

Pr.Nr.	EM 18	EM 22	EM 37	EM 63		EM18	EM 37
SiO ₂	6.81	n.b.	2.05	11.14	Mol%		
TiO ₂	.05	n.b.	.04	.11	CaO	47.44	52.32
Al ₂ O ₃	.70	n.b.	.60	2.74	MgO	43.02	44.14
Fe ₂ O ₃	-	n.b.	-	.08	SiO ₂	9.54	3.14
FeO	.94	n.b.	.51	1.36	MgO	80.99	92.38
MnO	.25	n.b.	.20	.16	Al ₂ O ₃	1.08	1.11
MgO	20.63	20.68	19.51	17.17	SiO ₂	17.93	6.51
CaO	31.65	29.56	31.88	31.14			
Na ₂ O	.04	n.b.	.01	.03	Pr.Nr.	EM 63	
K ₂ O	.02	n.b.	.04	.03	CaO	47.60	
P ₂ O ₅	.15	n.b.	.04	.13	MgO	36.50	
CO ₂	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	SiO ₂	15.90	
Summe	61.24		54.87	64.07	MgO	66.74	
Li (ppm)	3	n.b.	1	12	Al ₂ O ₃	4.20	
Rb (ppm)	3	n.b.	2	3	SiO ₂	29.06	
Ca/Mg	1.10	1.02	1.18	1.30			

Pr.Nr.	EM 18	EM 22	EM 37	EM 63
Do+Ce	79.2	98.0	96.9	61.5
Fo	11.7	1.0	2.1	-
Kh	.1	-	-	-
Ph	2.4	.4	.1	.4
Kc	.4	.1	.1	17.0
Sr	4.7	.1	.7	18.4
Tr	.1	.1	.1	-
Ap	.3	-	-	.7
C				.7
Ez	} 1.1	.3		1.6

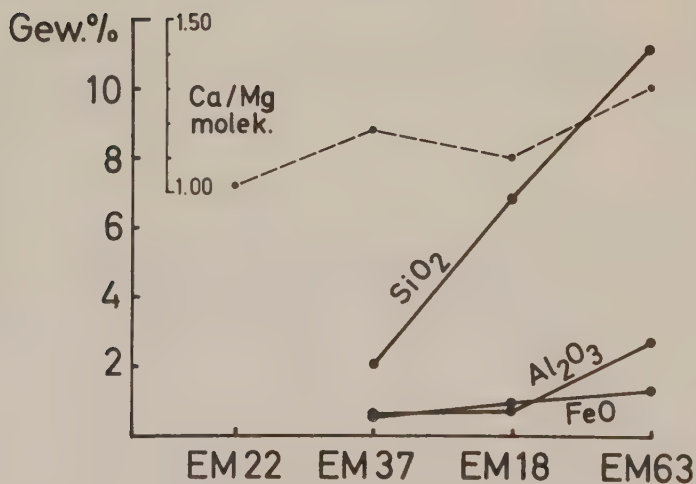
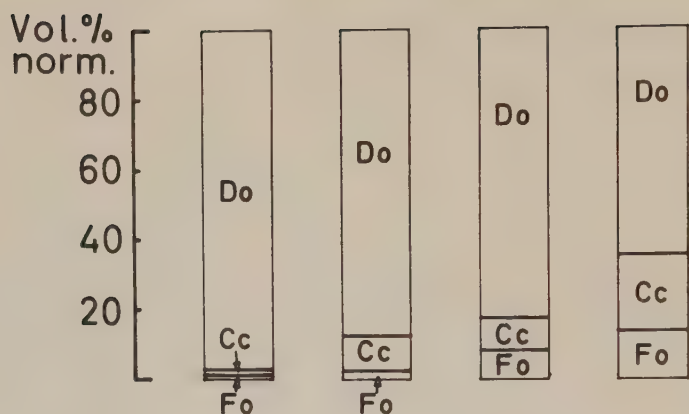


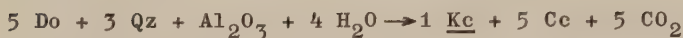
Abb. 4-4 Normativer Vol.%-Anteil an Dolomit, Calcit und Forsterit, molekulares Ca/Mg-Verhältnis und SiO₂-, Al₂O₃- und FeO-Gehalt der Dolomitmarmore

Nach den chemischen Analysen (Tab. 4-3) kommt Probe EM 22 mit einem molekularen Ca/Mg-Verhältnis von 1.02 (Abb. 4-4), dem Idealwert des Dolomits von 1.0 am nächsten. Die übrigen Dolomitmarmore haben einen Ca-Überschuß, der mit steigenden SiO_2 -, Al_2O_3 - und FeO-Werten größer wird. Dementsprechend wandern die Darstellungspunkte der Marmore im System $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-(H}_2\text{O-CO}_2\text{)}$ (Abb. 4-3) in Richtung SiO_2 - und Al_2O_3 -Ecke. Sieht man von Stoffverschiebungen während der Metamorphose ab, so ist diese positive Korrelation am einfachsten durch eine Beteiligung von $\text{CaAl(MgFe)-Silikaten}$ (Montmorillonit-Gruppe, Zeolithe) am Sediment zu erklären.

4.2.2 Metamorphose

Die höchstgradige, stabile Paragenese der Dolomitmarmore war gemäß Abbildung 4-3 $\text{Do} + \text{Fo/Kh} + \text{Cc} + \text{Sp}$, dazu kommt Phlogopit, der nicht dargestellt ist. Die retrograde Paragenese ist $\text{Do} + \text{Sr} + \text{Cc} + \text{Kc}$.

Während der Metamorphose kieseliger Dolomite entsteht Talk nur, wenn K und Al abwesend sind (GORDON & GREENWOOD 1970). Anwesenheit von Al allein führt zur Bildung von Chlorit (Paragenese $\text{Fo} + \text{Kc} + \text{Cc} + \text{Do}$, TROMMSDORFF 1966). Sind beide anwesend, reagiert Dolomit mit Kalifeldspat bzw. Muskowit (Illit) zu Phlogopit. In den untersuchten Dolomitmarmoren entstand zunächst Phlogopit und Klinochlor bis alles K und Al verbraucht war. Dabei wurde $X_{\text{H}_2\text{O}}$ kleiner und X_{CO_2} größer. Die Klinochlor- und Phlogopitbildungen vollziehen sich nach folgenden Umsatzgleichungen:



Spinell kann aus dem bei der Phlogopitbildung freiwerdenden Al_2O_3 entstehen, oder aus Dolomit und Klinochlor hervorgehen (BRAITSCH 1963):



Diese Gleichung kommt der von YODER (1952) experimentell bestimmten Phasenumwandlung $\text{Kc} = \text{Fo} + \text{Co} + \text{Sp} + \text{H}_2\text{O}$ am nächsten. Forsterit und Spinell treten in diesem System ($\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) schon auf bevor Andalusit gebildet wird (SCHREYER 1970), während der Zerfall des Klinochlors erst bei wesentlich höheren Temperaturen erfolgt. Die Stabilitätsbeziehungen sind deshalb nicht ohne Einschränkungen auf das um CaO und CO_2 erweiterte System übertragbar, da Klinochlor mit Dolomit vermutlich schon bei niedrigeren Temperaturen reagiert. Im Marmor EM 18 verläuft die von BRAITSCH (1963) formulierte Reaktion reversibel. Unter Mitwirkung von Karbonaten entstand dort aus Forsterit und Spinell Klinochlor.

Ist nach Abschluß der Phlogopit- und Klinochlorbildung $X_{\text{CO}_2} < 0.98$ ($p_f = 1 \text{ kb}$), so wird der restliche Quarz mit Dolomit und Wasser Talk, Calcit und CO_2 bilden, bis bei $T = 490^\circ\text{C}$ der Wert von 0.98 erreicht ist (METZ & TROMMSDORFF 1968) (Abb. 4-5).

In dieser Arbeit wird häufig auf experimentell bestimmte Phasengleichgewichte zurückgegriffen, die "Konoden-Umklapp-Reaktionen" (SCHREYER 1970) darstellen. Eine solche liegt vor, wenn aus Quarz, Dolomit und H_2O die Phasen Talk, Calcit und CO_2 entstehen. Dazu ist es notwendig (SCHREYER 1970), daß Talk,

Calcit und CO_2 bereits stabil sind, wenn die Fläche Dolomit + Quarz + H_2O aufgebrochen wird, da bei der Umklappreaktion keine neuen Phasen gebildet werden, sondern sich nur die Kompatibilitätsbeziehungen bereits stabiler Phasen ändern. Die Phasen müssen im Gestein jedoch nicht anwesend sein, wenn dies vom Chemismus her nicht möglich ist. In Dolomiten mit Quarz (+ Calcit) entstehen deshalb Talk, Tremolit und Forsterit aufgrund von Konoden-Umklappreaktionen, ohne daß die Minerale vorher anwesend zu sein brauchten.

Überschreitet bei ansteigender Temperatur X_{CO_2} den Wert 0.98, dann reagieren Dolomit, Quarz und Wasser zu Tremolit, Calcit und CO_2 , da die Tremolitbildung nur halb soviel Wasser erfordert als die Talkbildung. Bereits gebildeter Talk wird instabil und geht mit Calcit (+Quarz) nach Tremolit (+Dolomit).

Der petrographische Befund spricht für Tremolit als Vorläufer des Forsterits. Tremolit als Einschluß im Forsterit oder zusammen mit Forsterit und Calcit wurde mehrmals beobachtet, nie dagegen Talk. Tremolit und Dolomit reagierten weiter zu Forsterit und Calcit, H_2O und CO_2 , bei $p_f = 1 \text{ kb}$ ab 540°C und $X_{\text{CO}_2} \leq 0.99$. Wie aus Abbildung 4-3 hervorgeht, kann Diopsid in reinen, kieseligen Dolomiten (System $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$) erst auftreten, wenn der SiO_2 -Gehalt 20 Mol% (23.7 Gew.%) übersteigt. Dann erst wird die Konode Forsterit-Calcit in Richtung Diopsid überschritten, Dolomit wird instabil. Der Zusammenhang zwischen Chemismus und Mineralbestand bei gleicher Metamorphose wird am Beispiel der Probe EM 15 deutlich (Abb.4-5). Dieser, in bezug auf die SiO_2 -Verteilung inhomogene Marmor, besteht aus zentimeter- bis dezimetergroßen, SiO_2 -reichen Schollen, die von einem SiO_2 -ärmeren Marmor umgeben sind. Die

Paragenese der Schollen (ehemalige Quarzlinzen im Dolomit) ist $Di + Tr + Cc$, d.h. der Darstellungspunkt (1) im Dreieck $CaO-MgO-SiO_2-(H_2O-CO_2)$ (Abb. 4-5) liegt über der Konode Tremolit - Calcit und unter der Konode Diopsid - Calcit, $SiO_2 = 45-50$ Mol%. Im umgebenden Marmor (3) ist $Fo + Cc + Do$ stabil, hier war $SiO_2 < 20$ Mol%. Eine zusammenhängende Zwischenzone (2) ist gekennzeichnet durch Forsterite mit Diopsideinschlüssen ($Fo : Di \sim 10 : 1$), $SiO_2 \geq 20$ Mol%. Im Modellsystem muß in dieser Zone $X_{CO_2} > 0.99$ gewesen sein, die Entstehung von (2) bei kleineren X_{CO_2} -Werten würde die Anwesenheit von instabilem Quarz nach der Tremolitbildung erfordern. Nur so könnte zunächst noch Diopsid aus Tremolit, Calcit und Quarz hervorgehen. Wäre Forsterit der Zone (3) auch aus Diopsid und Dolomit entstanden, so müßten Forsterite mit Diopsideinschlüssen zu finden sein. Da die Forsterite (auch aller übrigen Marmore) nur Tremoliteinschlüsse führen, kann dies als Beweis für ihre Entstehung aus Tremolit und Dolomit gewertet werden.

Einen Hinweis auf die erreichten Höchsttemperaturen gibt die Anwesenheit von $Tr + Cc$ und die Abwesenheit von $Di + Fo$. Die Temperatur kann bei den herrschenden, hohen X_{CO_2} -Werten (im Modellsystem) $550^{\circ}C$ bei $p_f = 1$ kb nicht wesentlich überschritten haben, vorausgesetzt die gestrichelte Gleichgewichtskurve in Abbildung 4-5 hat den angegebenen Verlauf.

Klinohumit ist ein verbreitetes Mineral in allen untersuchten, forsterithaltigen Marmoren. Minerale der Humitgruppe

sind i.a. zusammen mit Skarnmineralen in metasomatisch beeinflussten Dolomiten zu finden, besonders im Kontaktbereich saurer Intrusiva. Trotz des häufigen Nebeneinanders von Dolomitmarmoren und aplitischen Gesteinen an der Donauleite scheinen die Klinohumite nicht kontaktmetasomatisch gebildet zu sein, da sie weder in Kontaktnähe zahlreicher werden, noch in kontaktfernen Bereichen der Marmore fehlen. Die Art und Weise des Auftretens, wie auch gelegentliche Verwachsungen beider Minerale, sprechen für die gleichzeitige Entstehung von Forsterit und Klinohumit. Gemäß seiner Struktur [eine $\text{Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$ -Schicht auf vier Mg_2SiO_4 -Lagen] ist Klinohumit innerhalb der Humitgruppe das (OH, F) -ärmste Mineral. Der Fluorgehalt von vier Klinohumiten, die bei DEER et al. (1965) aufgeführt sind, schwankt zwischen 0.06 und 2.74 Gew.%. Selbst bei einem Fluorgehalt des Klinohumits EM 18 von 2.74 Gew.% erfordern 0.2 Gew.% des Minerals im Gestein nur 55 ppm Fluor. Da der mittlere Fluorgehalt von Dolomiten 260 ppm beträgt (FLEISCHER & ROBINSON 1963, zit. bei WEDEPOHL 1972), ist die rein regionalmetamorphe Entstehung der Klinohumite chemisch durchaus möglich, auch nach Abzug des im Phlogopit gebundenen Fluors. Wie aus Syntheseversuchen BECKERS & HOSCHEKS (1973) hervorgeht, können sich Klinohumit, Forsterit und Calcit aus (F, OH) -Tremolit und Dolomit bilden, also auch regionalmetamorph entstehen.

Nicht im Einklang mit diesen Überlegungen stehen Forsterit - Pseudomorphosen in einer Zone mit Bandserpentin der Probe EM 15, die aufgrund ihrer Optik ($2V_z = 71^\circ$, $n < n_{\text{Fo}}$, lamel-

lare Verzwillingung) zur Humitgruppe gehören und weniger serpentiniert sind als Forsterit. Hier besteht offensichtlich ein Zusammenhang zwischen Stoffzufuhr und Humitbildung. Die Forsterite wurden nur unvollständig vor, oder zu Beginn, ihrer Hydratisierung in Humitminerale umgewandelt, wobei die zur Umwandlung benötigte Gasphase dieselben Bahnen benutzte, wie die nachfolgenden wässrigen Lösungen. Im Unterschied zu den oben beschriebenen Klinohumiten sind diese jüngeren Humitminerale jedoch farblos.

Während der retrograden Metamorphose erreichte die Gasphase hohe X_{H_2O} -Gehalte. Nur dann kann - bei Temperaturen um $300^{\circ}C$ (SCARFE & WYLLIE 1967) - aus Forsterit Serpentin entstehen. Serpentin und Magnesit sind im Modellsystem bei $p_f = 2 \text{ kb}$ und $T < 500^{\circ}C$ mit einer Gasphase im Gleichgewicht, deren X_{CO_2} etwa 0.05 beträgt (JOHANNES 1969). Bei höheren CO_2 -Gehalten geht Serpentin nach Talk und Magnesit, bei höheren Temperaturen nach Forsterit und Talk. Brucit, der in geringen Mengen in Probe EM 63 auftritt, zeigt noch höhere H_2O -Gehalte an. Da Serpentin sonst nie mit Brucit vergesellschaftet ist, kann die gemeinsame Entstehung beider Minerale aus Forsterit i.a. ausgeschlossen werden. Wolkige Anhäufungen feinkristalliner Karbonate finden sich in völlig serpentinierten Forsteriten. Die Entstehung von Magnesit und Serpentin aus Forsterit erfordert H_2O - und CO_2 -Zuführen. Der neugebildete Magnesit kann mit Calcit weiter zu sekundärem Dolomit reagieren. In der Mehrzahl der Fälle, besonders in den schwächer serpentinierten Bereichen der Marmore ,

fehlen sekundäre Karbonate. Hier müssen die wässrigen Lösungen SiO_2 -haltig gewesen sein, damit sich Serpentin nach der Gleichung $2 \text{ Fo} + \text{SiO}_2 + 2 \text{ H}_2\text{O} = 2 \text{ Sr}$ ohne weitere Begleitminerale bilden konnte. Eine weitere Möglichkeit ist die Serpentinbildung durch Wasserzufuhr und MgO - und SiO_2 -Abfuhr.

Klinohumit ist wenig serpentinisiert; frischer Klinohumit neben teilweise serpentinisiertem Forsterit wurde häufig beobachtet. Erst wenn Forsterit völlig durch Serpentin ersetzt ist, fehlt auch der Klinohumit.

Für die Metamorphose der Dolomitmarmore ergibt sich folgendes Bild:

In kieseligen Dolomiten mit CaAl -Silikaten und vereinzelt Quarzlinsen stieg während der Regionalmetamorphose der CO_2 -Gehalt der Gasphase durch Phlogopit-, Klinochlor- und Talkbildung an. Talk wurde bei hohen X_{CO_2} -Werten instabil und ging quantitativ, wie auch restlicher Quarz mit Dolomit, nach Tremolit. Tremolit reagierte mit Dolomit weiter zu Forsterit, Calcit und Gas. Aus Klinochlor und Dolomit entstand vermutlich Spinell (neben Forsterit, Calcit und Gas). Die höchstgradige, stabile Paragenese der Dolomitmarmore war $\text{Fo} + \text{Do} + \text{Cc} \pm \text{Kh, Ph, Sp, Ap, C, Ez}$. Lokal begrenzt entstand aufgrund chemischer Inhomogenitäten der Marmore $\text{Fo} + \text{Tr} + \text{Cc}$. Diopsid konnte nur dort entstehen wo $\text{SiO}_2 > 20 \text{ Mol\%}$ war. Die Mehrzahl der Marmore enthält weniger SiO_2 , so daß die Paragenese $\text{Fo} + \text{Di} + \text{Cc}$ von der Zusammensetzung her nicht möglich war. In kleinen Linsen mit wesentlich mehr Kieselsäure (44-50 Mol%)

bildete sich $Di \pm Tr \pm Cc$.

Im reinen $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ -System beträgt die während der Metamorphose erreichte Maximaltemperatur etwa $550^{\circ}C$ ($p_f = 1 \text{ kb}$) (METZ & TROMMSDORFF 1968), bei den hohen CO_2 -Gehalten der Gasphase wäre sonst $Tr + Cc$ nach $Fo + Di$ gegangen.

Retrograde Umwandlungen verliefen unter hohen X_{H_2O} -Partialdrucken und nur in Ausnahmefällen vollständig ab. Neubildet wurden Serpentin, Klinochlor und in geringen Mengen Dolomit, Tremolit, Brucit und Vermiculit. Klinohumit wird von wässrigen Lösungen weniger angegriffen als Forsterit, vermutlich überschneiden sich die Stabilitätsfelder von Klinohumit und Serpentin.

5. K o n t a k t r e a k t i o n e n a n d e r G r e n - z e M a r m o r / N e b e n g e s t e i n

5.1 Kontakt Plagioklasfels/Dolomitmarmor

Der Stoffaustausch zwischen den Marmoren und ihrem Nebengestein wurde stark durch die Anwesenheit einer fluiden Phase beeinflusst. War diese, wie an der Grenze zu syngenetischen Metasedimenten, unbedeutend, dann blieben auch Kontaktwirkungen zwischen beiden Gesteinen aus. Auf eine erhöhte Mobilität einzelner Oxide weist dagegen die Reaktionszone zwischen Dolomitmarmor und Plagioklasfels hin.

Das Nebeneinander von Marmoren und aplitischen bis granodioritischen Gesteinen ist eine Erscheinung, die sich nicht auf das Arbeitsgebiet beschränkt. Aplite und glimmerarme Granite treten auch an anderer Stelle im Vorderen Bayerischen Wald (Babing, Wimhof) zusammen mit Marmoren auf.

BEDER & JAKOB (1932) beschreiben ein grobkörniges, aplitisches Gestein neben Marmor in einer Serie altkristalliner Gesteine Argentinien. Der Aplit besteht fast ausschließlich aus Andesin; die aufgeführte Mineralanalyse ist gut mit Gesteinsanalysen von Plagioklasfelsen der Donauleite vergleichbar. Die Ursache der häufigen Vergesellschaftung von Marmoren und sauren Intrusivgesteinen ist vermutlich die erhöhte Plastizität der Marmore, die das Eindringen von Schmelzen besonders erleichtert.

Die Mehrzahl der untersuchten Proben stammt aus dem mächtigsten und längsten Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Zug (A) (Abb.3-1), der bei Bahn-km 1.700 (290 m NN) aus der Donau auftaucht und bis zum Ostrand des Arbeitsgebietes (Bahn-km 4.000, 420 m NN) zu verfolgen ist. Sedimentäre Fazieswechsel führen zum Auskeilen einzelner Schichten, dieses kann auch durch Faltung vorgetäuscht werden. Tektonisch verursachte Mächtigkeitsschwankungen zeigt auch der mitgefaltete Plagioklasfels, er begleitet mit Unterbrechungen die Marmore. In allen Proben grenzt Plagioklasfels an Dolomitmarmor, nie an Calcitmarmor, der weniger häufig (EM 28, EM 58) in der gleichen Serie auftritt. Das kann durch die Probennahme bedingt sein, aber auch auf das Fehlen einer Kontaktzone zwischen beiden Gesteinen zurückgehen. Wie schon erwähnt, konnte bei den herrschenden PTX_{CO_2} -Bedingungen Calcit nicht mit Quarz reagieren. Die einzig möglichen Neubildungen sind Anorthit, Skapolith oder Zoisit, die auch tatsächlich in Calcitmarmoren zu finden sind.

5.1.1. Petrographie, Mineralbestand

5.1.1.1. Plagioklasfels

Das Gestein wird bis 10 m mächtig, es ist massig, grobkörnig, im frischen Bruch hellgrau und durch Titanit- und Klinopyroxen-Einsprenglinge gekennzeichnet. Mylonitische Beanspruchung kommt in dem teilweise stark heteroblastischen Gefüge zum Ausdruck.

Große, fleckig auslöschende Andesine (max. 92 Vol.%), mit polysynthetischer Verzwillingung auch nach dem Karlsbadergesetz, sind von mikrokristallinem, granoblastischen Plagioklasmörtel umgeben. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 27 und 43 Mol%. Idiomorphe Korngrenzen bilden unverzwillingte Plagioklase mit oszillierendem Zonarbau gegen seltene Mikroclin- und Calcit-Einschlüsse aus. Diese Plagioklase sind jünger als die Hauptmasse der Andesine, an deren Rändern sie bevorzugt wachsen. Aufgrund der Lichtbrechung müßten beide Plagioklase den gleichen Chemismus haben. Der Zonarbau ist die Folge von Lösungswanderungen auf Klüften, auf die auch die Bildung von Mikroclin und Calcit zurückgeführt wird. Großer, farbloser Klinopyroxen, der auch entfernt vom Kontakt auftritt, ist vermutlich ein Primärmineral des Gesteins. In ihm sind, da Biotit dem Gestein fehlt, die geringen Mg- und Fe-Gehalte der Plagioklasfelse gebunden, während TiO_2 völlig der Bildung sehr zahlreicher, idiomorpher Titanite diene. Zirkon kann in Massen auftreten (60 in einem Plagioklas). Er ist idiomorph, mit oder ohne Zonarbau. Retrograd entstanden Aktinolith, der zusammen mit Klinochlor pseudomorph Pyroxen ersetzt, Serizit und Klinozoisit.

Chemismus (Tab. 5-1), nahezu monomineralische Zusammensetzung und die Verzwillingung der Plagioklase nach dem Karlsbadergesetz (C-Zwillinge, GORAI 1951), schließen eine paragenetische Entstehung des Plagioklasfels weitgehend aus. Das gemeinsame Auftreten mit Marmor in mindestens zwei, strati-

graphisch getrennten Horizonten, verleiht dem Gestein eine Bedeutung, die den verbreiteten, geringmächtigen Pegmatoiden und Apliten nicht zukommt. Vergleicht man die chemische Zusammensetzung mit Analysen magmatischer Gesteine, stößt man erwartungsgemäß auf Andesin-Anorthosite, wie sie aus den Adirondacks, aus Quebec und aus Südnorwegen bekannt sind. Die Genese der nur in präkambrischen Serien auftretenden Anorthosite ist umstritten. Eine rein magmatische Entstehung erscheint ebenso möglich wie eine metamorphe Bildung (ISACHSEN et al. 1969). Für die Plagioklasfelse der Donauleite kommt eine metamorph-metasomatische Entstehung, die HIETANEN (in ISACHSEN et al. 1969) vermutet, nicht in Frage. Die Verfasserin beschreibt einen Anorthosit mit graduellen Übergängen zum Nebengestein, der durch isocheme Metamorphose aus einem tonigen Kalk hervorging. Dabei wurde der ursprüngliche Bytownit durch Na-Metasomatose zu Andesin. Die Plagioklasfelse zwischen Erlau und Obernzell sind chemisch homogene Gesteine, die, abgesehen von einer schmalen Kontaktzone, keine Übergänge zum Nebengestein aufweisen. Hier handelt es sich um Intrusivgesteine, die magmatisch oder anatektisch entstanden sind und bevorzugt an der Grenze der Marmore aufdrängen. Dies gilt auch für Granit und Granodiorit im Liegenden des Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Zuges (A).

5.1.1.2. Kontaktzone

Der Übergang Dolomitmarmor/Plagioklasfels vollzieht sich immer in ähnlicher Weise. An den Do + Fo + Cc -Marmor, mit

frischen oder nur bandförmig serpentinierten Forsteriten, schließt eine millimeter- bis zentimeterbreite Zone mit völliger Serpentinisierung an. Es folgt häufig ein schmaler Streifen mit reinem Tremolit, der mehr oder weniger mit der vierten Zone, die aus Diopsid besteht, verzahnt ist. Die Grenze zwischen Diopsid- und Plagioklasfels schließlich ist i.a. scharf. Die gesamte Kontaktzone umfaßt nur wenige Zentimeter bis Dezimeter.

Achsenwinkelmessungen an 25 Diopsiden aus 9 Proben ergaben Werte von $2V_z = 57\text{--}60\text{--}62^\circ$ und $Z/c = 39\text{--}40\text{--}44^\circ$. Für Tremolit liegt $2V_x$ bei $79\text{--}80\text{--}81^\circ$ und Z/c bei $19\text{--}21^\circ$. Im übrigen unterscheiden sich beide Minerale nicht von den Diopsiden und Tremoliten der Marmore. Inselförmige Diopsidfelsrelikte in der Tremolitzone zeigen, daß Tremolit, zumindest teilweise, durch H_2O -Zufuhr aus älterem Diopsid entstand. Auch die völlige Serpentinisierung der Forsterite im Kontaktbereich beweist die vorübergehende Anwesenheit einer H_2O -reichen Gasphase. Da die retrograde Tremolitbildung in Kalksilikatgesteinen der Donauleite sonst gering ist, müssen in bezug auf die H_2O -Zufuhr am Kontakt andere Verhältnisse geherrscht haben. Ein Grund kann die bessere Wegsamkeit für Lösungen und Gase an der Grenze Marmor/Plagioklasfels sein, verstärkt noch durch die Tektonik am Nebenpfahl. Wahrscheinlich fällt jedoch die Entstehung von Tremolit und Serpentin bereits in die deuterische Phase der erstarrenden Andesinschmelze. Auch metasomatische Veränderungen in Teilen der Plagioklasfelse dürften in diesem Zeitraum stattgefunden haben. Hierzu zählt die Serizitisierung der Plagioklase, Klinozoisit/Epidot-, Apatit- und Titanit-Neubildung und die Verdrängung von Klinopyroxen durch Tremolit.

Tabelle 5-1: Chemische Analysen und Modalanalysen von Diopsidfels und Plagioklasfels

Pr.Nr.	E 37	E 61 ¹⁾	E 37a	E 63	E 36 ²⁾	CIPW-Norm		
SiO ₂	52.85	52.46	57.08	58.52	48.97			
TiO ₂	.06	.04	.45	.22	.19			
Al ₂ O ₃	1.32	2.86	24.92	23.72	22.06	Pr.Nr.	E 37a	E 63
Fe ₂ O ₃	.32	.41	.37	-	.33	qz	1.39	.63
FeO	3.32	3.99	.12	.57	1.62	or	1.17	8.19
MnO	.30	.27	.03	.02	.11	ab	50.45	51.65
MgO	15.26	13.48	1.24	1.39	4.31	an	40.63	33.21
CaO	24.10	22.94	9.05	7.15	16.12	en	2.00	2.92
Na ₂ O	.12	.25	5.97	6.11	1.75	fs	-	.57
K ₂ O	.06	.38	.20	1.39	1.78	di	2.35	1.36
P ₂ O ₅	.05	.07	.08	.16	.33	hm	.37	-
Summe	97.76	97.15	99.51	99.25	97.57	il	.31	.57
Li (ppm)	6	12	n.b.	2	3	ap	.12	.10
Rb (ppm)	1	21	n.b.	44	114	(ti)	(.71)	-
Ox.Z. ⁺)	16.2	17.0	86.0	0	28.9	Pg _{norm.} An _{43.1}	An _{37.7}	
						ab/an	1.2	1.5

⁺) Oxidationszahl: Gew.% $2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 100 / (2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$

Pg	5.3	29.2	91.9	86.0	42.7
Kf	-	.6	.2	5.7	-
Qz	2.4	-	.5	-	-
Kp	77.2	66.5	2.0	1.1	23.6
Hb	10.2	3.3	2.9	3.1	22.4
Sz	-	-	-	-	8.7
Kz/Ep	-	-	-	-	1.4
Ti	-	-	1.7	.2	.7
Ap	-	-	.1	.5	.4
Zk	-	-	.1	.7	.1
Kb	4.9	.4	.5	1.2	-
Ez	-	-	.1	1.5	-

1) Schliff und chemisch analysiertes Gestein stimmen nicht völlig überein, letzteres enthält weniger Plagioklas und mehr Klinopyroxen.

2) metasomatisch veränderter Plagioklasfels

Tabelle 5-2: Chemische Analysen von Mineralen des Diopsidfels und metasomatisch veränderten Plagioklasfels

Pr.Nr. Mineral	E 36 Sa	E 37 Di	E 61 Di	E 37 Tr	E 61 Tr
SiO ₂	52.71	54.83	53.99	52.62	55.02
TiO ₂	.05	.09	-	.03	.02
Al ₂ O ₃	1.17	.45	.62	1.62	2.06
Fe ₂ O ₃	.84	.06	.37	.52	1.01
FeO	6.06	1.64	5.16	5.97	6.83
MnO	.27	.23	.30	.25	.27
MgO	14.18	17.27	15.86	21.42	19.47
CaO	23.18	24.87	22.60	12.50	12.42
Na ₂ O	.04	.03	.04	.06	.06
K ₂ O	-	-	-	.03	.08
Summe	98.50	99.47	98.94	95.02	97.24
Ox.Z.	21.7	6.8	12.5	14.8	22.8

Summe auf der Basis von

	6	0		23	0
Si	1.9793	1.9987	2.0007	7.5981	7.7552
Al	207	13	-	.2749	.2448
Al	309	180	269	-	972
Ti	14	24	-	26	17
Fe ³⁺	237	15	102	564	.1067
Mg	.7930	.9377	.8754	4.6069	4.0876
Fe ²⁺	.1901	499	.1598	.7207	.8043
Mn	86	70	93	304	322
Ca	.9322	.9708	.8967	1.9323	1.8745
Na	27	20	27	165	161
K	-	-	-	52	135
Z	2.0000	2.0000	2.0007	Z 7.8730	8.0000
Y+X+W	1.9826	1.9893	1.9810	Y 5.4170	5.1297
				X 1.9540	1.9041
Mg	40.7	47.7	44.9		
Σ Fe+Mn	11.4	3.0	9.2	$\frac{100 \cdot \text{Mg}}{\text{Mg} + \Sigma \text{Fe} + \text{Mn}}$	85.1
Ca	47.9	49.3	45.9		81.2
$\frac{\Sigma \text{Fe} \cdot 100}{\Sigma \text{Fe} + \text{Mg}}$	21.2	5.2	16.3		14.4
					18.2

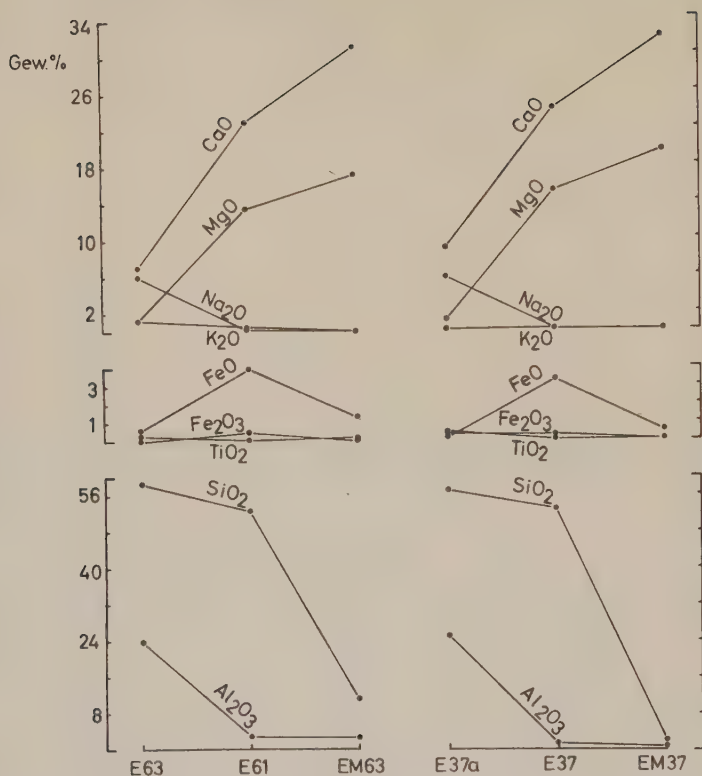


Abb. 5-1 Zwei Profile aus der Kontaktzone Plagioklasfels/Dolomitmarmor im Abstand von 340 m. Die Entfernung der Proben untereinander ist nicht maßstabsgetreu dargestellt, da die Proben zwar jeweils einem Aufschluß entstammen, aber nicht entlang eines senkrechten Profils entnommen werden konnten.

5.1.2. Chemismus

Tabelle 5-1 und Abbildung 5-1 zeigen die große Ähnlichkeit zweier chemischer Profile vom Kontakt Plagioklasfels/Dolomitmarmor des Zuges (A). Die Oxidkonzentrationen im Kontaktbereich - mit Ausnahme von FeO - liegen entweder zwi-

schen denen von Marmor und Plagioklasfels, oder haben ähnliche Werte wie eines der beiden Gesteine. CaO und MgO steigen vom Plagioklasfels zum Dolomitmarmor relativ gleichmäßig an, Al_2O_3 und Na_2O nehmen sprunghaft zwischen Plagioklasfels und Diopsidfels ab, während SiO_2 erst zwischen Diopsidfels und Marmor steil abfällt. Der Plagioklasfels hat die höchsten K_2O -, TiO_2 - und niedrigsten MnO -Gehalte. FeO ist im Diopsidfels gegenüber Marmor 3-6 fach, gegenüber Plagioklasfels 7-28 fach angereichert.

Betrachtet man die Diopsidbildung als Folge von Reaktionen zwischen Plagioklas und Dolomit, dann müßte sowohl Al_2O_3 als auch CaO zugeführt worden sein, damit aus Andesin die benötigte Kieselsäure neben anorthitreichem Plagioklas hätte entstehen können. Anorthitreicher Plagioklas tritt aber nicht auf, d.h. Plagioklas war vermutlich nicht unmittelbar an der Reaktion beteiligt. Eine weitere Möglichkeit ist der völlige Abbau von Andesin, dann stellt sich die Frage nach dem Verbleib von Al_2O_3 und Na_2O . Große Spinelle zwischen Marmor und Diopsidfels in Probe EM 37 weisen in diesem einen Fall auf ein erhöhtes Al_2O_3 -Angebot hin; i.a. fehlen Anzeichen für Al_2O_3 - und Na_2O -Zufuhren an anderen Stellen. Wahrscheinlicher ist, daß Diopsid kontaktmetasomatisch aus Dolomit unter dem Einfluß SiO_2 - und FeO -haltiger Lösungen entstand. Als FeO -Lieferanten kommen die Forsterite nicht in Frage, da sie erst zur Zeit der Tremolitentstehung und nur sehr kontaktnah serpentinisiert wurden.

Dolomitmarmor und Diopsidfels sind arm an Erzen und Graphit.

Die stellenweise hohen Graphitkonzentrationen im unmittelbar an die Diopsidzone angrenzenden Plagioklasfels lassen auch auf einen Stofftransport aus dem Marmor in den Plagioklasfels schließen.

Die Diopside der Kontaktzone haben von allen analysierten Klinopyroxenen die niedrigsten FeO -, Fe_2O_3 - und Al_2O_3 -Gehalte (Tab. 5-2). Geringfügig mehr FeO , jedoch deutlich mehr Al_2O_3 hat der Salit der metasomatisch veränderten Probe E 36. Dies erhärtet die Behauptung, daß Plagioklas an der kontaktmetasomatischen Diopsidentstehung nicht unmittelbar beteiligt war. In E 36 war durch den teilweisen Abbau der Plagioklase das Al_2O_3 -Angebot größer.

Bei den analysierten Amphibolen handelt es sich um Tremolite, die höhere FeO -, Fe_2O_3 -, MgO - und Al_2O_3 -Gehalte haben als die Diopside aus denen sie entstanden sind (Abb. 5-2). Auch das Fe/Mg -Verhältnis ist in den Tremoliten größer als in den Diopsiden der gleichen Gesteine (Abb. 5-3). Ähnliche Elementverteilungen in koexistierenden Klinopyroxenen und Amphibolen beschreiben NĚMEC (1970) und HIETANEN (1971).

Die Reduktion des dreiwertigen Eisens nimmt mit steigender Metamorphose zu und die Oxidationszahlen der Metamorphite werden kleiner (MIYASHIRO 1964). Höhere Temperaturen am Kontakt - Andesin schmilzt unter $p_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$ bei Temperaturen um 900°C (YODER 1957, zit. bei TURNER & VERHOOGEN 1960) - können die Ursache der niederen Oxidationszahlen von Diopsiden und Tremoliten sein (eine Reduktion des Eisens durch Graphit müßte sich auch in paragenen Kalksilikatgesteinen

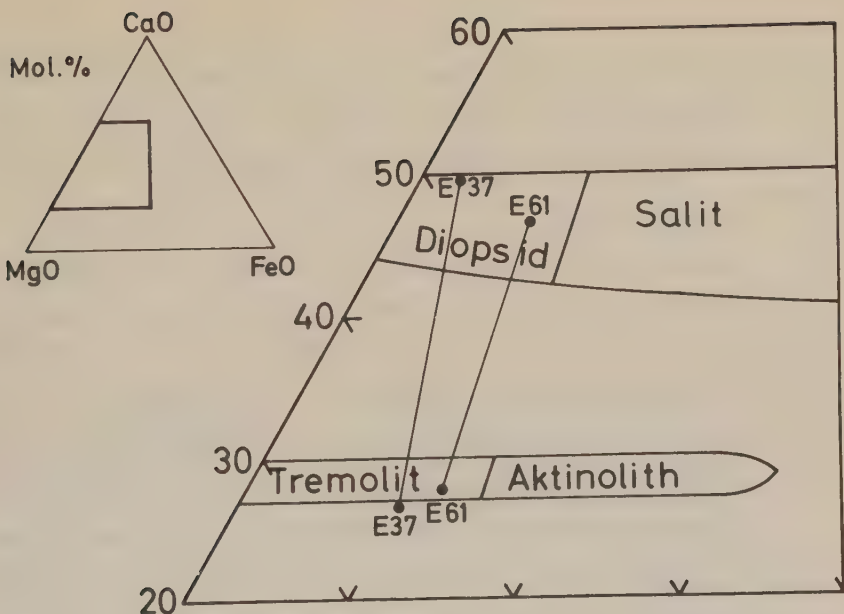


Abb. 5-2 Darstellung von Diopsid und Tremolit der Proben E 37 und E 61 im Dreieck CaO-MgO-FeO (nach ERNST 1966)

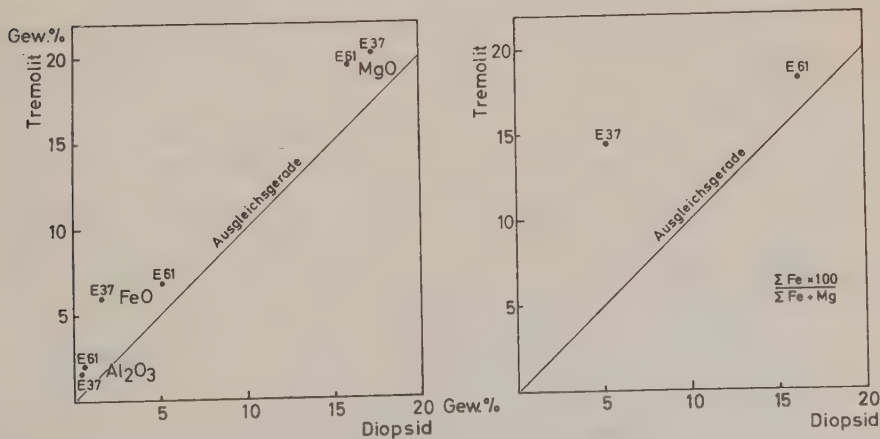


Abb. 5-3 Die Verteilung von Al₂O₃, FeO und MgO, sowie das Verhältnis $\frac{\sum \text{Fe} \cdot 100}{\sum \text{Fe} + \text{Mg}}$ in Diopsiden und Tremoliten der Proben E 37 und E 61

bemerkbar machen). Da p_f am Kontakt groß war (Dekarbonatisierung des Marmors, H_2O der Schmelze), konnten jedoch keine Minerale der Pyroxen-Hornfelsfazies entstehen.

Zusammenfassung

Lagenförmige Dolomitmarmore der Donauleite werden über große Strecken von Plagioklasfels begleitet, der aufgrund seiner extremen chemischen Zusammensetzung und der Ausbildung der Plagioklase (GORAI C-Zwillinge) als Meta-Anorthosit mit intrusiver Platznahme betrachtet wird. Ursache für die häufige Vergesellschaftung mit Marmor ist vermutlich dessen gutes, plastisches Verhalten während tektonischer Prozesse. Am Kontakt beider Gesteine entstand eine meist schmale Diopsidzone, die vom Chemismus her nur eine FeO-Zufuhr erfordert. Die Unversehrtheit der Plagioklase am Kontakt und fehlende Al_2O_3 - und Na_2O -Zufuhren an anderen Stellen (nur in einem Fall tritt Spinell am Kontakt auf), sprechen jedoch gegen eine einfache Reaktion zwischen Plagioklas und Dolomit. Dies belegen auch die niederen Al_2O_3 -Gehalte der Diopside. Als Ursache der Diopsidfelsbildung wird eine kontaktmetasomatische Zufuhr von SiO_2 und FeO in den Dolomit angesehen. Graphit in kontaktnahem Plagioklasfels zeigt eine Stoffwanderung auch aus dem Marmor in den Plagioklasfels an. Das große FeO/ Fe_2O_3 -Verhältnis der Diopside und Tremolite ist auf höhere Temperaturen am Kontakt zurückzuführen. Minerale der Pyroxen-Hornfelsfazies konnten nicht entstehen, da p_f groß war.

Im deuterischen Stadium der auskristallisierenden Plagioklasschmelze reicherte sich H_2O in der fluiden Phase an, Di-

opsid wurde durch Tremolit mit größerem Fe/Mg-Verhältnis ersetzt. Auch eine metasomatische Stoffzufuhr in Teile des Plagioklasgesteins, sowie das Neuwachstum von Mikroklin, Calcit und unverzwilligtem Oligoklas/Andesin mit oszillierendem Zonarbau, fällt in diesen Zeitraum.

5.2 Kontakt Pegmatoid/Calcitmarmor

Große Mikrokline mit Perthitentmischungen sind das vorherrschende Gemengteile des Pegmatoids.¹⁾ Daneben beteiligen sich am Mineralbestand albitverzwilligte Oligoklase/Andesine (An_{29}) und undulös auslöschende Quarze. Bewegungsbahnen sind durch ein mikrokristallines Gemenge der drei Minerale gekennzeichnet. Im Kontaktbereich kommen Diopsid, Skapolith, Titanit und Apatit hinzu. Kalifeldspat nimmt zum Marmor hin in seiner Häufigkeit ab, der Plagioklasanteil wird dagegen größer, der Plagioklas anorthitreicher. In der eigentlichen, nur 1-2 cm breiten, Kontaktzone mit Tremolit, Calcit, Quarz, Klinozoisit, Apatit, Titanit, wenig Skapolith und intergranularem Kalifeldspat bildete sich Labradorit. Die Labradorite haben oft Anwachszone von jüngerem Oligoklas/Andesin, mit idiomorphen Korngrenzen, meist (110)-Flächen, gegen Calcit. Stellenweise fehlt diese Zone mit stärkerer Ca-Zufuhr, neugebildete Kalksilikatminerale beschränken sich dann auf die Mörtelbahnen um schwach antiperthitische Andesine. In allen Fällen ist unmittelbar am Calcitmarmor noch ein ca. 0.5 cm breites Band aus Mejonit, Quarz und Diopsid ausgebildet.

Die Mineralneubildungen am Kontakt zeigen, daß vorwiegend Ca aus dem Marmor in den Pegmatoid transportiert wurde. In den Marmor drang hauptsächlich Wasser ein, die Erniedrigung des X_{CO_2} -Druckes führte dort zur Zoisitbildung. Mejonite beweisen dagegen hohe X_{CO_2} -Drucke, eine Folge des Calcitabbaues am unmittelbaren Kontakt. Nimmt man an, daß der mit Mejonit

¹⁾ Modalanalyse, chemische Analyse: Tab. 7-1, 7-2, Probe E 49.

koexistierende Diopsid ebenfalls unter hohen X_{CO_2} -Drucken (> 0.4) entstanden ist, so ergibt sich im Modellsystem (METZ & TROMMSDORFF 1968) bei $p_f = 1 \text{ kb}$ eine Bildungstemperatur von $530\text{--}540^\circ\text{C}$.

6. Kalksilikategesteine

6.1. Skarne im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis

6.1.1. Al-reicher Kalksilikatfels

Zusammen mit Calcitmarmor EM 57 tritt, in bis zwei Meter mächtigen Schollen, ein homogener, unregelmäßiger Kalksilikatfels (E 29, E 50) auf, dessen weiße Grundmasse von mittel- bis grobkörnigen, xenomorphen, rötlichbraunen Granaten durchsetzt ist. Sehr zahlreiche Granate und Klinopyroxene färben kleine Bereiche (E 30) rotbraun bis grün. Das Gestein zeigt ein richtungslos-körniges Gefüge. Große, poikiloblastisch mit Klinopyroxen und Granat verwachsene Plagioklase stellen den Hauptgemengteil dar. Durch sekundäre Lösungszuführen wurden Teile des Gesteins in ihrem Mineralbestand verändert.

6.1.1.1. Mineralbestand, Chemismus

Die Plagioklase der Probe E 30 haben einen Anorthitgehalt von 99 Mol% (Tab. 6-2), für die der Probe E 29 ergibt die Pulveraufnahme einen Wert um An_{90} . Breite Periklin- (selten nur Albit-)Zwillingslamellen können in sich wiederum polysynthetisch verzwillingt sein. Der Grossularanteil der Granate liegt bei 70.7 (E 30) bzw. 87.1 (E 29) Mol% (Tab. 6-2). Chemisch analysiert wurden die im Schliff blaß rötlichen, großen Xenoblasten der Granatgeneration 1, die in großen Mengen Anorthit-, Klinopyroxen- und Zoisiteinschlüsse führen.

Die Klinopyroxene - Salite (Tab. 6-2) - der Probe E 29 sind im Schliff farblos. Ihr durchschnittlicher Achsenwinkel $2V_z$ beträgt 56° , ihre Auslöschungsschiefe Z/c , $41-44^\circ$. Für die blaß grünen Salite der Probe E 30 wurde ein Achsenwinkel von $2V_z = 55-57-60^\circ$ bestimmt und eine Auslöschungsschiefe $Z/c = 35-40-48^\circ$. Die Salite haben häufig einen Reaktionssaum von Grossular. Farbloser α -Zoisit (ferrian zoisite, MYER 1966) mit starker $r \ll v$ -Dispersion kommt nur eingeschlossen in Granat vor. Einzelne Calcit-Körner konnten in Probe E 29 beobachtet werden, sie fehlen in den unveränderten Bereichen der Probe E 30. Akzessorisch treten Titanit und Zirkon auf.

Sekundärminerale

Tropfen- und schlauchförmige Granate der Granatgeneration 2 verleihen durch zahlreiche Interpositionen dem Anorthit ein gesprenkeltes Aussehen. Sie bilden Reaktionssäume zwischen Anorthit und Salit aus und durchwuchern die Plagioklas-Karbonat Grundmasse. Auch Anorthiteinschlüsse des Granat 1 führen tropfenförmige Granat 2 -Interpositionen. Skapolithe - Mejonite - haben als xenomorphe Einzelkristalle eine gut ausgeprägte (100)-Spaltbarkeit. Sie können mit Salit Polygonpflaster bilden, oder flechtenförmig mit der Grundmasse aus Plagioklas und Karbonat verwachsen sein. Mejonit und Anorthit verdrängt unverzwilligter Plagioklas 2, der symplektitisch mit Calcit, manchmal auch mit stengeligem Quarz verwachsen ist und etwa die gleiche Lichtbrechung wie der primäre Anorthit hat. Der neugebildete Plagioklas hat trotz der Calcit-entmischungen einen hohen An-Gehalt, das beweist auch der geringe Na_2O -Gehalt des Gesteins (Tab. 6-1). In den sekundär beeinflussten Bereichen wird der Lamellenbau der Plagioklase zerstört. Es entstehen den ursprünglichen Anorthiten gleichorientierte Plagioklase mit "sägezahn"-artiger Verzwilligung nach dem Albit- und Periklingesetz. Diese Neuorientierung der Plagioklaszwillinge wird vermutlich durch gerichteten Druck verursacht. Sekundäre Bildungen sind ferner moosgrüner Aktinolith, Klinozoisit, Epidot, Titanit, Magnetkies und Quarz und Kalifeldspat auf Klüften.

Tabelle 6-1: Chemische Analysen und Modalanalysen der Al-reichen Kalksilikatgesteine

Pr.Nr.	E 29	E 30	E 50		E 30	E 50
SiO ₂	46.14	41.80	40.64	Pg	47.2	50.8
TiO ₂	.15	.06	.10	Qz	1.6	2.6
Al ₂ O ₃	24.94	25.34	23.17	Ga	17.5	22.0
Fe ₂ O ₃	.42	1.95	.21	Kp	25.6	.7
FeO	.78	3.50	.91	Hb	.5	-
MnO	.02	.09	.05	Kz	4.8	6.6
MgO	.35	2.60	.64	Sk	.1	-
CaO	22.76	23.55	27.56	Kb	2.6	17.1
Na ₂ O	.74	.06	.25	Ti	-	.1
K ₂ O	.01	.01	.05	Zk	-	.1
P ₂ O ₅	.05	.06	.03	Mk	.1	-
H ₂ O ⁺	.39	.33	n.b.			
H ₂ O ⁻	.10	.14	n.b.			
Glühv.	3.87	.79	n.b.			
Summe	100.72	99.85	93.61			
Li (ppm)	4	6	1			
Rb (ppm)	3	2	2			
Ox.Z.	51.8	52.7	31.6			

Pr.Nr.	E 29	E 30	E 50
Mol%			
CaO	28.6	30.8	35.2
Al ₂ O ₃	17.2	18.2	16.3
SiO ₂	54.2	51.0	48.5

Tabelle 6-2: Chemische Analysen von Mineralen der Al-reichen Kalksilikatgesteine

Pr.Nr. Mineral	E 29 Ga	E 30 Ga	E 29 Sa	E 30 Sa	E 30 An
SiO ₂	39.16	38.91	51.31	49.05	42.45
TiO ₂	.23	.08	.03	.08	-
Al ₂ O ₃	20.95	21.15	2.97	4.71	37.37
Fe ₂ O ₃	2.01	3.23	1.42	2.54	.16
FeO	2.98	6.45	9.16	7.08	
MnO	.11	.17	.11	.04	
MgO	.57	1.32	11.68	12.42	.63
CaO	34.00	28.71	23.26	22.96	19.43
Na ₂ O			.03	.02	.10
K ₂ O			-	-	-
Summe	100.01	100.04	99.97	98.90	100.14

Tabelle 6-2: Fortsetzung

Pr.Nr. Mineral	E 29 Ga	E 30 Ga	E 29 Sa	E 30 Sa	E 30 An
Ox.Z.	57.4	50.0	23.7	41.8	
a_o (Å)	11.841	11.824		n_x	1.577
n	1.7496	1.7615		n_z	1.585
				n_{Glas}	1.577

Summe auf der Basis von

	24	0	6	0	32	0
Si	5.9550	5.9404	1.9268	1.8569	7.8530	
Al	450	596	732	.1431	8.1464	
Al	3.7088	3.7451	584	671		
Ti	265	92	9	23		
Fe ³⁺	.2302	.3705	402	723	222	
Mg	.1288	.2999	.6541	.7008	.1734	
Fe ²⁺	.3790	.8226	.2879	.2240		
Mn	146	211	34	14		
Ca	5.5376	4.6942	.9365	.9312	3.8493	
Na			23	14	356	
X	6.0000	6.0000	Z 2.0000	2.0000	Z 16.0000	
B	3.9655	4.1248	$\left. \begin{matrix} Y \\ X \\ W \end{matrix} \right\} 1.9837$	2.0005	X 4.0805	
A	6.0600	5.8378	Mg 34.0	36.3	Ab 0.92	
Grossular	85.0	70.7	ΣFe } 17.3	15.4	An 99.08	
Andradit	6.4	9.7	Mn }		Or -	
Almandin	6.3	14.1	Ca 48.7	48.3		
Pyrop	2.1	5.1				
Spessartin	.2	.4				

Gesteine durch Austauschreaktionen zwischen Kalkstein und Kaolinton entstanden sind. Dazu müßten sich bereits im Bereich der Diagenese unter dem Einfluß hydrothermaler Lösungen größere Mengen Kaolinit gebildet haben. Eine diagenetische Kaolinanreicherung erscheint in der Bunten Serie nicht ausgeschlossen, da Ton- und Karbonatminerale für miogeosynklinale Abfolgen mit Dolomiten (X_{CO_2} ist groß) typisch sind, während sich Zeolithe bevorzugt in Eugeosynklinalen bilden, wo Dolomit selten ist (COOMBS et al. 1970).

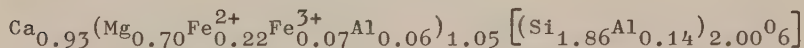
Die mit Kalk und Graphit vergesellschafteten "Passauer Porzellanerden" - Kaolinvorkommen, die früher abgebaut wurden und nach v.GÜMBEL (1868) aus "Syenitpegmatiten" hervorgingen - sind tertiäre Bildungen. Ihr Ausgangsmaterial (feldspatreiche Gesteine ähnlich E 37a und E 49) könnte jedoch durch Reaktion mit einem Kalk so verändert worden sein, daß daraus ein Kalksilikatfels mit hohem Al-Gehalt wurde. Der fiktive Aplit müßte älter sein als die Orthogneise der Bunten Serie, da an deren Kontakten keine oder nur untergeordnet Mineralneubildungen stattfanden.

Ähnlich geringe Na_2O - und K_2O -Gehalte wie E 29, E 30 und E 50 haben auch andere, besonders jedoch die klinopyroxenreichen Kalksilikatfelse der Donauleite.

Regionalmetamorph überprägte Skarne beschreibt NĚMEC (1967) aus dem böhmischen Moldanubikum. Diese Skarne haben höhere Fe-Gehalte, ihre Granate liegen in der Mischungslücke zwischen Ugranditen und Pyralspiten. In das Bild eines regionalmetamorphen Skarns würden die hohen Oxidationszahlen der Gesteine

E 29 und E 30 und die darin enthaltenen Minerale passen.

Der chemisch analysierte Bereich der Probe E 30 zeigt keine sekundären Veränderungen. Es ist deshalb zu erwarten, daß der ursprüngliche Chemismus und die ursprüngliche Elementverteilung (zwischen Mineralphasen) hier am besten erhalten sind. Klinopyroxen E 30 hat von allen untersuchten Klinopyroxenen am meisten Al_2O_3 und Fe_2O_3 , am wenigsten SiO_2 und die größte Oxidationszahl. Seine kristallchemische Formel lautet:



Der Ersatz $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{Si} \rightleftharpoons (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}$, maßgebend für die Fassait-Komponente des Klinopyroxens, ist relativ groß, was in geringerem Maß auch für Salit E 29 zutrifft. Dieser ist bei größerer Hedenbergitkomponente jedoch weit weniger oxidiert. Bezogen auf die durchschnittliche Oxidationszahl 23.1 von 15 analysierten Klinopyroxenen, ist Klinopyroxen E 29 mit 23.7 normal zu nennen, während E 30 mit 41.8 wesentlich über dem Mittelwert liegt. Das könnte eine Folge unterschiedlicher Sauerstoff-Partialdrucke z.Zt. der Entstehung von E 29 und E 30 sein. Auch die Granate sind im Vergleich zu den noch zu besprechenden almandinbetonten Granaten stark oxidiert. Im Unterschied zu den Saliten haben Granat E 29 und E 30 - der mehr Almandin-, Andradit- und Pyropkomponente enthält als Granat E 29 - jedoch ähnliche Oxidationszahlen. Ihre Darstellungspunkte im Dreieck Grossular - Andradit - Pyralspit (Abb. 6-2) fallen nicht in die Mischungslücke, was für Granate aus regionalmetamorphen Skarnen denkbar wäre. Das kann

aber auch an den geringen Fe-Gehalten der Gesteine liegen.

Die Mg/Fe-Verteilung in koexistierenden Mineralen - hier Klinopyroxen und Granat - sollte Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen des Gesteins zulassen. Für E 30 ergibt sich ein Verteilungskoeffizient $K_{D(Mg-Fe)}^{Kp-Ga}$ ¹⁾ von 8.56, für E 29 von 6.66. Verteilungskoeffizienten dieser Größenordnung treffen u.a. für Klinopyroxen-Granat -Paare aus Eklogiten zu. Aus entsprechenden Analysen, die bei YODER & TILLEY (1962) aufgeführt sind, errechnen sich Werte von 1.64 bis 13.5. SAXENA (1968) gibt für ein Klinopyroxen-Granat -Paar aus der Granulitfazies (keine Angaben zum Gestein) einen K_D -Wert von 0.16 an. Nicht im Einklang mit einer eklogitischen Entstehung von E 30 steht der Ersatz von Si durch Al (in geringerem Maß auch von Mg, Fe^{2+} durch Al, Fe^{3+}) im Salit. Im eklogitischen Klinopyroxen sollte Al und Fe^{3+} vorwiegend in der Jadeit- und Akmit-Komponente und, besonders bei fehlendem Natrium, im Tschermaks-Molekül stecken. Nach WHITE (1964) nimmt sechsfach koordiniertes Aluminium im Klinopyroxen mit dem Druck, vierfach koordiniertes (Kp E 30) dagegen mit der Temperatur zu. Auf eklogitische Bildungsbedingungen, zumindest z.Zt. der Entstehung von Granat 2, deutet jedoch die noch zu besprechende Reaktion $An + Kp_{ss} \rightleftharpoons Ga_{ss} + Qz$ hin.

Nach den chemischen Analysen der Gesteine (Tab. 6-1) und Minerale (Tab. 6-2) war das Ausgangsmaterial der Al-reichen

$$1) \quad K_{D(Mg-Fe)}^{Kp-Ga} = \frac{(Mg/Mg+Fe^{2+})^{Kp}}{(1 - Mg/Mg+Fe^{2+})^{Kp}} \cdot \frac{(1 - Mg/Mg+Fe^{2+})^{Ga}}{(Mg/Mg+Fe^{2+})^{Ga}}$$

Kalksilikatfelse vermutlich kein reines Sedimentgestein, sondern ein durch Al- und Si-Zuführen veränderter Kalk. Diese Veränderungen könnten auf den Stoffaustausch zwischen einer Kaolinlinse und Kalkstein, oder auf die "Verskarnung" des Kalkes zurückzuführen sein. Die Herkunft skarnbildender Lösungen ist unklar, da die weit verbreiteten Orthogneise an den Marmoren nur geringe Neubildungen verursachten und deshalb als Stofflieferanten nicht in Frage kommen.

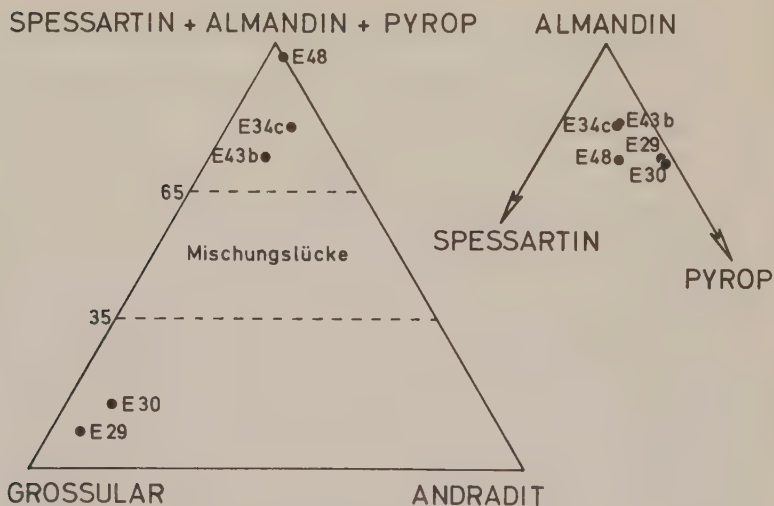


Abb. 6-2 Molekulares Komponentenverhältnis Grossular/Andradit/(Almandin+Pyrop+Spessartin) und Almandin/Pyrop/Spessartin der Granate E 29 und E 30. Zum Vergleich sind Granate aus den Randbereichen Fe,Mg-reicher Kalksilikatfelse (E 34c, E 43b) und Ga E 48 aus dem migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis dargestellt.

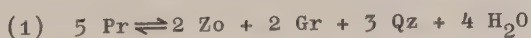
6.1.1.2. Metamorphose

Die unter den höchsten PT-Bedingungen der Metamorphose stabile Paragenese der Al-reichen Kalksilikاتفelse war (Abb. 6-1) $An + Ga_{ss} + Qz$. Dazu kommt in der Abbildung nicht dargestellter Salit. Abgesehen von jüngerem Kluftquarz ist Quarz in Probe E 30 nicht beobachtet worden, die Paragenese ist deshalb eigentlich quarzfrei. Zum besseren Vergleich sind in Tabelle 6-1a die chemischen Analysen der Proben E 29 und E 30 in normative Minerale umgerechnet.

Tabelle 6-1a: Norm

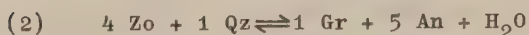
Pr.Nr.	E 29	E 30
qz	7.87	-
or	.06	.06
ab	6.24	.47
an	64.69	68.84
wo	8.08	15.63
di	3.50	-
ol	-	8.30
cs	-	1.66
ap	.08	.10
il	.18	.11
mt	.61	2.83
en/fs	1.30	1.74

Hinweise auf den Verlauf der Metamorphose geben besonders die Zoisiteinschlüsse der Granate, sowie die unterschiedlichen Plagioklas- und Granatgenerationen. Läßt man das Zustandekommen der chemischen Zusammensetzung unberücksichtigt, so kommen (Abb. 6-1) als unmittelbare Vorläufer von Anorthit und Grossular Paragenesen mit Prehnit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz in Frage. Der Beginn der Grünschieferfazies ist durch die Phasenumwandlung



gegeben (LIOU 1971), die unter $p_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \text{ kb}$ bei 380°C stattfindet. Mit steigendem X_{CO_2} wird die Grenze zu niedrigeren Temperaturen hin verschoben, bei genügend hohem X_{CO_2} würden im Bereich des unmetamorphen Sediments und der Grünschieferfazies Paragenesen mit Ton- und Karbonatmineralen stabil sein.

Zoisit + Grossular ist nach LIOU (1971) kennzeichnend für eine Metamorphose mit niederen bis intermediären Drucken und hohen bis normalen geothermischen Gradienten. Aus Gleichung (1) resultiert nach völligem Umsatz (H_2O kann entweichen) die Paragenese Zo + Gr + Qz. Grossular und Anorthit können sich weiter nach der Reaktionsgleichung



bilden, bei folgenden PT-Bedingungen:

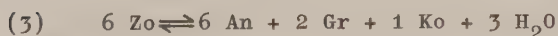
$$p_{H_2O} = 2 \text{ kb}, T = 500^\circ C \quad (\text{NEWTON 1966})$$

$$p_{H_2O} = 2 \text{ kb}, T = 500-550^\circ C \quad (\text{STRENS 1968})$$

$$p_f = 2 \text{ kb}, T \sim 520^\circ C \quad (\text{GORDON \& GREENWOOD 1971})$$

$$X_{CO_2 \text{ max}} = 0.08$$

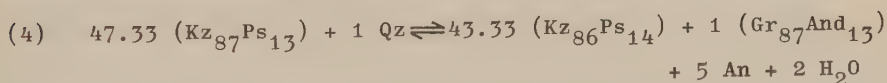
Gesteine, die nach den Gleichungen (1) und (2) entstanden sind, werden neben Anorthit und Grossular je nach Chemismus Zoisit oder Quarz enthalten. Die Zoisiteinschlüsse in Grossularen der Al-reichen Kalksilikatfelse stellen Relikte dar, die einmal von Granat umschlossen, nicht mehr an Reaktionen teilnehmen konnten. Ihre Existenz liefert eine obere Temperaturmarke, denn für den Zerfall des Zoisits nach der Reaktion



sind im reinen System nach NEWTON (1965) unter einem Druck $p_{H_2O} = 2 \text{ kb}$ $575^\circ C$, nach BOETTCHER (1970) unter $p_{H_2O} = 3 \text{ kb}$ $640^\circ C$ erforderlich. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt man über die von NEWTON (1966) bearbeitete Reaktion $Gr + Qz \rightleftharpoons An + Wo$. Anwesenheit von Grossular + Quarz bedeutet, daß bei $p_{H_2O} = 2 \text{ kb}$ (3 kb) $600^\circ C$ ($640^\circ C$) nicht überschritten wurden. Die

stofflichen Voraussetzungen für diesen Umsatz waren in Probe E 29 sicher erfüllt.

Eine andere Möglichkeit Anorthit und Grossular_{ss} (neben Klinozoisit) zu erhalten ist durch die Phasenumwandlung



gegeben, die von HOLDAWAY (1966) untersucht wurde. Aus Klinozoisit mit Pistazit-Komponente (= hypothetisches Molekül mit Fe^{3+} anstelle von Al) und Quarz bildet sich neben Grossular und Andradit ein eisenreicher Klinozoisit, der zusammen mit Quarz noch bei etwas höheren Temperaturen stabil ist als reiner Klinozoisit + Quarz. Unter oxidierenden Bedingungen (HOLDAWAY 1972) ist Klinozoisit + Quarz bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$ (3 kb) bis 600°C (628°C) stabil, Klinozoisit bis 590°C (658°C) und Epidot bis 640°C (694°C). Unter reduzierenden Bedingungen steigen die Temperaturen des Epidotzerfalls an. Klinozoisit geht bei $p_{\text{H}_2\text{O}} > 3 \text{ kb}$ und Temperaturen um 635°C ($\pm 75^\circ\text{C}$) in Zoisit über. Dieser ersetzt nach HOLDAWAY (1972) Klinozoisit in Gesteinen mit mittlerer Metamorphose und hohen Drucken. Ähnliche Werte für die obere Stabilität von Epidot ermittelte LIOU (1973). Wird die Sauerstoffugazität durch Hämatit/Magnetit-Buffer kontrolliert, geht Epidot (Ps_{33}) unter $p_f = 2 \text{ kb}$ (3 kb) bei 630°C (680°C) nach $\text{Gr}_{ss} + \text{An} + \text{FeO}_x + \text{Qz} + \text{Gas}$. CHATTERJEE (1967) hat für die Reaktion



für einen definierten Fe^{3+} -Gehalt bei $p_f = 1 \text{ kb}$ und $X_{\text{CO}_2} > 0.12$

Temperaturen von etwa 530-540°C ermittelt. Auch hier erhöht sich vermutlich mit dem Einbau von Pistazitmolekül die Umwandlungstemperatur. Nach STORRES (1970) Abschätzungen liegt die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion



bei $p_f = 1 \text{ kb}$ zwischen 470°C ($X_{\text{CO}_2} \sim 0.5$) und 480°C ($X_{\text{CO}_2} \sim 0.20$). GORDON & GREENWOOD (1971) geben für die obere Stabilität von $\text{Zo} + \text{Cc} + \text{Qz}$ bei einem Gesamtdruck von 2 kb eine Temperatur von ca. 520°C und ein X_{CO_2} von 0.08 an.

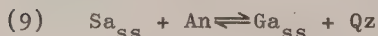
Übersteigt der X_{CO_2} -Partialdruck bei $p_f = 2 \text{ kb}$ (7 kb) einen Wert von 0.02 (0.10), dann vollzieht sich über ein größeres Temperaturintervall folgende Phasenumwandlung (STORRE & NITSCH 1972):



Auch Grossular + CO_2 ist in Abwesenheit von Wollastonit bei $p_f = 2 \text{ kb}$ nur bei $X_{\text{CO}_2} < 0.15$ und maximal bis 590°C stabil (GORDON & GREENWOOD 1971). Wird X_{CO_2} größer, dann entstehen Calcit, Anorthit und Quarz nach der Gleichung



Die umgekehrte Reaktion (X_{CO_2} wird kleiner oder bleibt gleich und T wird größer) bietet eine Erklärung für die Entstehung von Granat 2 in Probe E 29. In Probe E 30 entsteht Granat 2 bevorzugt an der Grenze Anorthit/Salit. Die mögliche Umsatzgleichung lautet



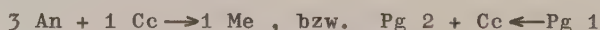
Granat 2 ist chemisch nicht analysiert; aus dem Diopsid/Hedenbergit-Verhältnis von etwa 7 : 3 des Salits E 30, ergibt sich für den neugebildeten Granat ein molekulares Grossular/Pyrop/Almandin-Verhältnis von 67 : 23 : 10. Dabei sind mögliche Stoffwanderungen vernachlässigt. Auch unter Einbeziehung einer gewissen Andradit-Komponente, wäre der neugebildete Granat pyralspitreicher als Granat 1 (Abb. 6-4b). Eine (9) sehr ähnliche Reaktion ist die Umwandlung von Anorthit-Komponente und Pyroxen unter den Bedingungen der Eklogitfazies. AKELLA & KENNEDY (1971) untersuchten bei Drucken größer 10 kb und Temperaturen über 1000°C die Reaktion $An + Di_{50}Hd_{50} \rightleftharpoons Ga_{ss} + Qz + Px_{ss}$, deren Gleichgewicht hauptsächlich druckabhängig ist. Bei Druckerhöhung wird Anorthit + Pyroxen instabil, es entstehen Granat, Pyroxen mit Tschermaks-Molekül in fester Lösung und Quarz. Steigt der Druck weiter an, wird Anorthit völlig abgebaut, es bilden sich Pyroxen, Quarz und Granat, dieser nimmt auch die Tschermaks-Komponente des Pyroxens auf. In Probe E 30 mit vergleichbarem Pauschalchemismus, könnte Granat 2 durch eine Druckerhöhung entstanden sein, die nicht so stark, bzw. von so langer Dauer war, um das Gleichgewicht ganz nach rechts zu verschieben.

Auch für Granat E 29 ergeben sich aus dem $K_D^{Kp-Ga}_{(Mg-Fe)}$ -Wert eklogitische Bildungsbedingungen, die nach MOTTANA et al. (1968) auch schon bei 600°C und 5-8 kb gegeben sein können. Vermutlich haben aber eklogitische und kalksilikatische Paragenesen ähnliche K_D -Werte.

Für das reine $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ -System ergibt sich aus Abbildung 6-3 der ungefähre TX_{CO_2} -Bereich, in dem die Proben E 29, E 30 und E 50 bei 2 kb gebildet worden wären. Stabil ist $\text{Gr} + \text{An} \pm \text{Cc} \pm \text{Qz}$ und Zoisit als Einschluß im Granat (X_{CO_2} sehr klein). Instabil sind Paragenesen mit Wollastonit, ferner $\text{Gr} + \text{An} + \text{Ko}$, $\text{Zo} + \text{Qz}$ und $\text{Zo} + \text{CO}_2$.

Sekundäre Bildungen

In Skapolith + Diopsid -Gneisen Finnlands ersetzt Ca-reicher Mizzonit Anorthit, wenn $\text{Ca} : (\text{Ca} + \text{Al} + \text{Na} + \text{K}) > 0.39$ ist (DEER et al. 1963). Für die Proben E 29, E 30 und E 50 beträgt dieses Verhältnis 0.61, 0.63 und 0.68. Trotzdem war, wie der unveränderte Bereich der Probe E 30 zeigt, hier ursprünglich Anorthit stabil. Mejonit entsteht in den Al-reichen Kalksilikatgesteinen eindeutig durch sekundäre Lösungs- bzw. Gaszufuhren. Im sekundär veränderten Teil der Probe E 30 ist Mejonit mit "sägezahn"-artig verzwillingtem Plagioklas verwachsen. Reliktisch tritt ursprünglicher Anorthit mit normaler, polysynthetischer Verzwillingung auf. Mejonit hat sich hier unter Stoffzufuhr (CaCO_3 , Gas) aus Anorthit gebildet. Der umgekehrte Fall ist in Probe E 29 verwirklicht. Mejonit und Plagioklas 1 werden dort von jüngerem Plagioklas mit Calcitinterpositionen verdrängt. Der Stoffumsatz läßt sich in beiden Fällen durch die, in bezug auf die flüchtigen Komponenten vereinfachte Gleichung



ausdrücken. Begünstigt durch hohe X_{CO_2} -Drucke und relativ

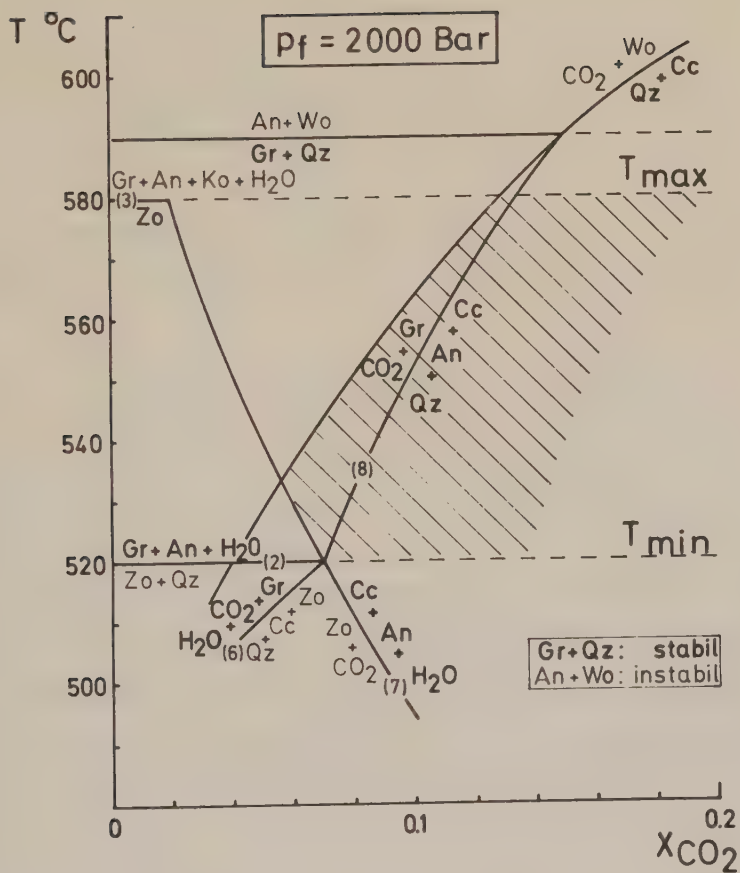


Abb. 6-3 TX_{CO_2} -Diagramm von Phasenumwandlungen, die die Mineralparagenese der Proben E 29, E 30 und E 50 im Modellsystem $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ eingrenzen würden (GORDON & GREENWOOD 1971).

hohe Temperaturen (Salit ist neben Mejonit stabil) wurde im sekundär veränderten Bereich des Gesteins das Gleichgewicht nach rechts verschoben. Unter niedrigeren Temperaturen, jedoch noch über dem Bereich der Epidotstabilität, und einer H_2O -reichen Gasphase vollzog sich dagegen der Abbau von Mejonit und Plagioklas 1 in Probe E 29. Die Bildung eines albitreichen Plagioklases scheiterte an mangelndem Na_2O . Gleichzeitig entstand nach Gleichung (8) Granat 2 in Probe E 29.

Teilbereiche der Al-reichen Kalksilikatfelse, die einem niedriger metamorphen Zustand angepaßt sind, bestehen vorwiegend aus Calcit, Dolomit, Klinozoisit und Aktinolith. Grossular ist völlig verschwunden, ebenso An-reicher Plagioklas. Sehr vereinzelt finden sich idiomorphe Albite in der Grundmasse. Von Diopsid und Skapolith können Reste erhalten sein. Große, idiomorphe Apatite mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen sind kennzeichnend für das Gestein. Die Zufuhr wässriger Lösungen muß hier noch angehalten haben, als die Metamorphite retrograd den Bereich der Grünschieferfazies durchliefen.

Aus der Analyse der metamorphen Reaktionen lassen sich über die Entstehung der Al-reichen Kalksilikatfelse folgende Aussagen machen:

1. Die Zoisiteinschlüsse der Granate zeigen, daß
 - a. in einem frühen Stadium der Metamorphose die Paragenese Zoisit + Grossular stabil war, nach LIÖU (1971) ein Hinweis auf niedere bis mittlere Drucke und hohe bis

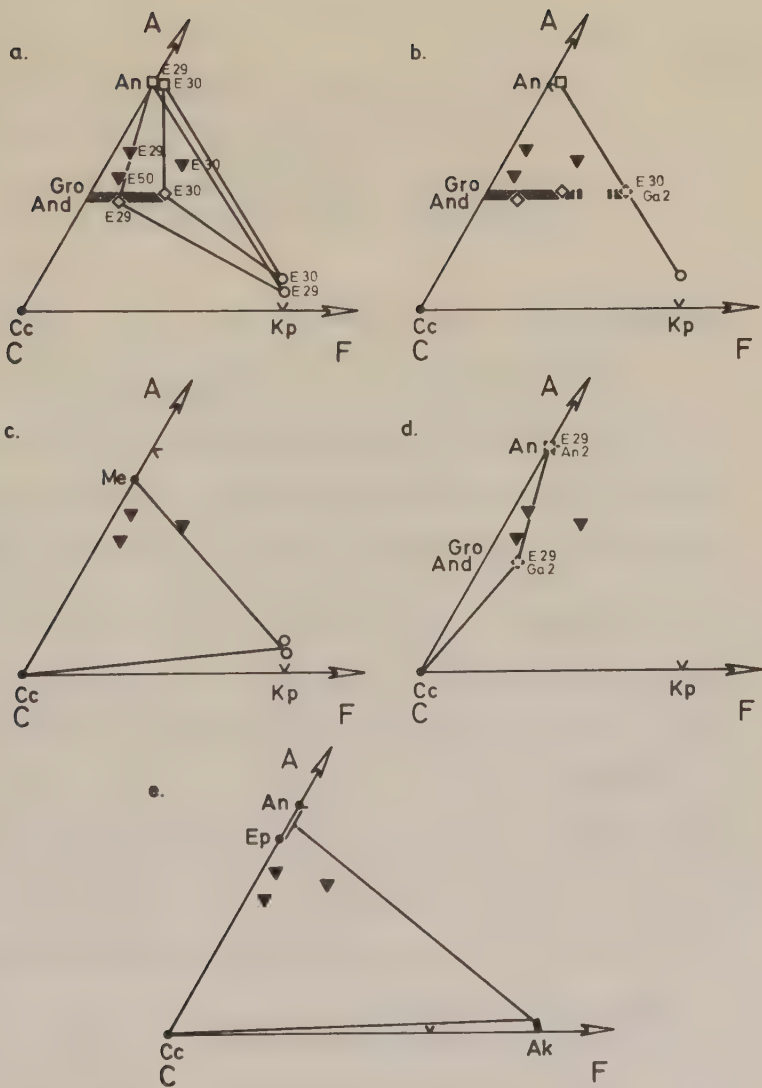


Abb. 6-4 Paragenesen der Al-reichen Kalksilikatfelse im ACF-Dreieck.

a. Höchstgradige Paragenese.

b. Aus Anorthit und Salit bildet sich in Probe E 30 Granat 2, vermutlich als Folge einer Druckerhöhung.

Abb. 6-4 Fortsetzung

- c. Durch Ansteigen des CO_2 -Druckes wird Skapolith stabil, Anorthit und Grossular werden instabil.
- d. H_2O -Zufuhr bedingt Entstehung von Plagioklas 2 und Granat 2 in Probe E 29, Skapolith und Anorthit 1 werden instabil.
- e. Während der retrograden Metamorphose passen sich Teilbereiche des Gesteins der Grünschieferfazies an.

normale geothermische Gradienten,

- b. die Zerfallstemperatur des Zoisits nicht erreicht wurde.

Diese liegt bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$ bei 575°C (NEWTON 1965) und bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 3 \text{ kb}$ bei 640°C (BOETTCHER 1969). ¹⁾

- 2. Ein Maximalwert der Temperatur ergibt sich auch aus der Anwesenheit von Grossular + Quarz (E 29) und der Abwesenheit von Wollastonit + Anorthit. Bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 2 \text{ kb}$ (3 kb) sind im reinen System 600°C (640°C) nicht überschritten worden (NEWTON 1966).
- 3. Grossular + CO_2 ist bei $p_f = 2 \text{ kb}$ und unterhalb 590°C nur bis zu einem maximalen X_{CO_2} von 0.15 stabil (GORDON & GREENWOOD 1971).
- 4. Die Bildung von Mejonit aus primärem Anorthit (Grossular ist instabil) erfordert eine Erhöhung des $X_{\text{CO}_2(\text{SO}_4, \text{Cl}_2)}$ -Druckes im Gestein. Da neben Mejonit Diopsid stabil war, sind bei $p_f = 1 \text{ kb}$ Temperaturen größer 520°C angezeigt (METZ & TROMMSDORFF 1968).

¹⁾ Diese Werte gelten für reinen β -Zoisit. Die obere Temperaturgrenze des Fe^{3+} -haltigen α -Zoisits der Proben E 29 und E 30 dürfte analog zur Stabilität von Klinozoisit und Epidot (HOLDAWAY 1972, LIOU 1973), bzw. von Epidot- und Zoisit-führenden Paragenesen (CHATTERJEE 1967, STORRE 1970), etwa 50°C höher liegen.

5. Neubildung von Grossular aus $Cc + An + Qz$ bedeutet einen Anstieg des H_2O -Druckes, bzw. eine Temperaturerhöhung bei gleichbleibendem H_2O/CO_2 -Verhältnis (GORDON & GREENWOOD 1971). Unter diesen Bedingungen werden auch Mejonit und Anorthit 1 instabil. Es entsteht Plagioklas 2 mit Calcitinterpositionen.
6. Die Reaktion $An + Sa_{ss} \rightarrow Ga_{ss} + Qz$ macht eine vorübergehende Druckerhöhung wahrscheinlich.
7. Teilbereiche des Gesteins werden im Zug der retrograden Metamorphose der Grünschieferfazies angepaßt.

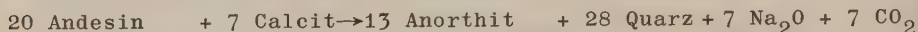
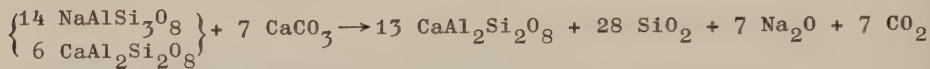
Nach der Druckabschätzung, die sich aus dem Mineralpaar Zoisit + Grossular_{ss} ergibt, wurden die Al-reichen Kalksilikatfelse unter Bedingungen metamorphisiert, wie sie etwa im Abukuma-Typ der Regionalmetamorphose verwirklicht sind (WINKLER 1967). Die erreichten Höchsttemperaturen lagen unter $p_f = 2 \text{ kb}$ (3 kb) bei $600-650^\circ\text{C}$ ($640-690^\circ\text{C}$). Der X_{CO_2} -Druck war zunächst klein (bei 2 kb kleiner 0.15). Bei gleichbleibender oder niedrigerer Temperatur stieg er dann auf einen unbekannten Wert an, um anschließend wieder abzufallen, wobei die herrschenden Temperaturen ausreichten, um Granat und An-reichen Plagioklas stabil zu halten.

6.1.1.3. Kontakt Al-reicher Kalksilikatfels/Pegmatoid

Im Pegmatoid (Probe E 49)¹⁾ werden zum Kontakt gegen Al-reichen Kalksilikatfels hin die Plagioklase (Oligoklas/Andesin) häufiger, zunächst noch mit großen und zahlreichen Antiperthitflecken, die auf eine K-Zufuhr schließen lassen.

¹⁾ Modalanalyse, chemische Analyse: Tab. 7-1, 7-2.

Siebartig von Quarz durchsetzte Anorthite lösen die antiperthitischen Plagioklase ab. Die Entstehung der quarzpoikilitischen Anorthite aus Oligoklas/Andesin erfordert eine Ca-Zufuhr und Na-Abfuhr. Für Plagioklas An_{30} lautet die Umsatzgleichung:



Ungeklärt bleibt, wohin das überschüssige Natrium wandert.

Plagioklase mit Anorthitgehalten zwischen Oligoklas/Andesin und Anorthit wurden nicht beobachtet.

Auf die großen, quarzpoikilitischen Anorthite folgt eine zentimeterbreite Zone mit kleinen, quarzfreien Anorthiten, die ein granoblastisches Pflaster bilden. Daneben finden sich in geringen Mengen Diopsid, Klinozoisit, Calcit, Quarz, Apatit, Titanit und Erz. Mit dem Auftreten von Grossular beginnt mit scharfer Grenze der Kalksilikatfels.

Die grossularfreie Zone entstand vermutlich als Folge des erhöhten CO_2 -Druckes am Kontakt, wobei sich Grossular mit CO_2 zu Calcit, Anorthit und Quarz nach Gleichung (8) (S. 49) umsetzte.

6.1.2. Fe,Mg-reicher Kalksilikatfels

Die Proben E 34a und E 34b stammen aus einer dezimeter-großen Linse im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis, die im Kern mittel- bis grobkörnigen Klinopyroxen und Magnetkies enthält, deren schmale Randzone dagegen aus Anor-

thit und wechselnden Mengen an Granat, Klinopyroxen, Epidot/Klinozoisit, Titanit, Quarz, Magnetkies und Graphit besteht. Partien der anorthitreichen Randzone führen Quarz und Granat nur als Interpositionen im Anorthit, während Klinopyroxen fehlt. Andere Bereiche enthalten Quarz und Klinopyroxen, aber keinen Granat. Die beträchtlichen Titanit- und Graphitanreicherungen in der anorthitreichen Randzone erinnern an die gleiche Erscheinung am Kontakt Plagioklasfels/Dolomitmarmor.

Granat E 34c ist neben Plagioklas und Quarz Hauptmineral in der Randzone einer benachbarten Linse, die chemisch nicht analysiert wurde. Auffallend ist, daß die Quarze dieser Linse keine Spuren tektonischer Beanspruchung zeigen.

Getrennt durch etwa 10 m Gneis, tritt im Liegenden der Gesteine E 34a, E 34b, eine zweite, 2 mal 10 m messende Linse auf, die im Innern (E 43a) ebenfalls vorwiegend aus Klinopyroxen (oder Hornblende) und Magnetkies besteht, während die wesentlichen Minerale der weniger scharf abgegrenzten Randzone (E 43b) Hornblende, Granat und Plagioklas sind. Idiomorphe, in Magnetkies eingebettete Granate erreichen auf Klüften im Klinopyroxenfels einen maximalen Durchmesser von 1 cm, am Salband finden sich stellenweise massige Magnetkies-Granat Verwachsungen. Dagegen tritt Granat in beiden Kalksilikatfelsvorkommen nie in Berührungsparagenesen mit Klinopyroxen auf.

6.1.2.1. Mineralbestand, Chemismus

Klinopyroxen (Salit, Ferrosalit) bildet in beiden Vorkommen granoblastische Pflaster aus, mit Einlagerungen lappiger Erz-

aggregate. Im Handstück ist Klinopyroxen gelblich-grün, im Schliff blaßgrün und kaum pleochroitisch. Folgende Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen wurden bestimmt:

Salit E 34a: $2V_z = 57\text{--}60\text{--}63^\circ$, $Z/c = 40\text{--}42\text{--}43^\circ$

Ferrosalit E 34b: $2V_z = 58\text{--}60\text{--}62^\circ$, $Z/c = 41\text{--}44\text{--}47^\circ$

Ferrosalit E 43a: $2V_z = 60\text{--}64\text{--}65^\circ$, $Z/c = 44\text{--}45\text{--}46^\circ$

Die Klinopyroxene zeigen häufig beginnende Uralitisierung, die sich nicht nur am Rand, sondern auch im Innern in Form sehr zahlreicher Einschlüsse farbloser Hornblende bemerkbar macht. Hornblende 1 ersetzt in der größeren Linse stellenweise Klinopyroxen, in Probe E 43b wird sie Hauptbestandteil neben Plagioklas und Granat. Sie ist dort weitgehend in Fe-Chlorit (X = blaßgrün, Z = hellgrün), Calcit, wenig Biotit und Erz umgewandelt. Die Absorptionsfarben der Hornblende sind intensiv, sie schwanken zwischen X = blaßbraun, Y = moosgrün und Z = blaugrün. $2V_x = 61\text{--}65^\circ$, $Z/c = 15\text{--}17^\circ$. Jüngere, aktinolithische Hornblende 2 mit licht-gelbgrünen bis blaugrünen Farbtönen verdrängt unregelmäßig fleckig Hornblende 1. Granat (E 43b) ist im Schliff blaß rötlich gefärbt. Von Kristallen mit ehemals isometrischen Grenzflächen ist meist nur ein Haufwerk mehr oder weniger zusammenhängender Granatxenoblasten erhalten. Diablastische Verwachsungen des Granats mit Plagioklas und Hornblende werden durch Sekundärminerale verdeckt, die einen Großteil des Granatvolumens einnehmen (Chlorit, Plagioklas, Quarz, Calcit). Der mit Magnetkies verwachsene Granat der Probe E 34a wurde nicht analysiert, die Gitterkonstante von $a_0 = 11.630 \text{ \AA}$ läßt jedoch vermuten, daß er einen ähnlichen Chemismus wie Granat E 43b ($a_0 = 11.629 \text{ \AA}$) hat. In Probe E 34c entstand jüngerer Granat an der Grenze Anorthit/Quarz. Albit- und periklinverzwillingter Plagioklas (Bytownit, Anorthit) bildet in Probe E 34b ein granoblastisches Mosaik, dessen Einzelkristalle siebartig von xenomorphen Granaten und tropfenförmigen Quarzen durchsetzt sind. Anorthite die unmittelbar an Klinopyroxenfels grenzen können schlauchförmige Klinopyroxen-Interpositionen haben. Stark quarzpoikilitisch und durch Quarz verdrängt werden

Anorthite am Übergang zum Gneis. Idiomorpher Titanit mit blaßbraunen nach rotbraunen Absorptionsfarben ist in der Anorthitzone häufig. Ebenso lappige Epidot-Aggregate, die Reste von Magnetkies umschließen. Bei geringem Fe-Angebot ersetzt Klinozoisit den Epidot. Quarz findet sich als Interposition in Plagioklasen, ferner zusammen mit Plagioklas und Granat in der Anorthitzone und als sekundäre Bildung in Hornblende und Granat. Orthit und Zirkon sind in Probe E 43b relativ häufig. Magnetkies ist das vorherrschende Opakmineral im Klinopyroxenfels, im Plagioklasfels und auch im benachbarten Gneis. In der Probe E 43a ist Magnetkies etwa um das fünf- bis sechsfache gegenüber dem Gneis angereichert. Untergeordnet treten in dieser Probe auch Molybdänglanz und Pyrit auf. Graphit fehlt dem Klinopyroxenfels, er wird erst in der Plagioklaszone häufiger.

Tabelle 6-3: Modalanalysen der Fe,Mg-reichen Kalksilikatfelse

Pr.Nr.	E 34a	E 34b	E 34c	E 43a ⁺)	E 43b
Pg	7.2	40.2	40.4	-	6.5
Qz	-	28.1	51.7	2.6	19.1
Kp	81.3	22.1	.6	1.7	-
Hb	9.2	1.2	1.2	80.7	30.9
Bi	-	-	-	.3	4.3
Ms	-	-	-	-	.5
Cl	-	-	-	.2	10.7
Kz	-	-	.5	-	-
Ga	-	-	4.6	-	24.3
Ti	.8	2.6	.6	-	-
Ap	.2	-	-	-	-
Zk	-	.1	.1	-	.1
Ot	-	-	-	-	.1
Kb	-	.3	.3	7.5	2.8
Ez	1.3 ¹⁾	1.6 ¹⁾	-	7.0 ²⁾	.5 ³⁾
C	-	3.8	-	-	-

1) Magnetkies, 2) Magnetkies, Pyrit, Molybdänglanz, 3) Ilmenit

+) Hornblenditische Partie von E 43a. Die chemisch analysierte Probe besteht aus ca. 90 Vol% Kp, 8 Vol% Ez und 2 Vol% Kb.

Tabelle 6-4: Chemische Analysen Fe,Mg-reicher Kalksilikatfelse

Pr.Nr.	E 34a	E 34b	E 43a	E 43b	E 43a	ppm ^{*)}
SiO ₂	51.38	54.90	43.39	44.74	Cr	43
TiO ₂	.17	.80	.07	.75	Ni	29
Al ₂ O ₃	2.85	19.45	1.04	16.94	V	40
Fe ₂ O ₃	1.38	1.45	2.43	3.98	Co	17
FeO	9.25	4.25	22.99	16.52	Cu	Sp
MnO	.66	.18	.87	1.38	Zr	31
MgO	11.68	1.40	5.96	2.76	Sr	74
CaO	21.28	14.42	18.13	9.01	Y	49
Na ₂ O	.14	.16	.04	.17	Ba	14
K ₂ O	.02	.03	.04	.49		
P ₂ O ₅	.25	.16	.25	.23		
Summe	99.06	97.20	95.21	96.97		
Li (ppm)	5	3	1	7		
Rb (ppm)	3	2	3	25		
Ox.Z.	23.0	40.6	17.4	32.5		

^{*)} Analytiker:
V.VOULTSIDIS

Tabelle 6-5: Chemische Analysen von Mineralen der Fe,Mg-reichen Kalksilikatfelse

Pr.Nr. Mineral	E 34a Sa	E 34b Fs	E 43a Fs	E 34b An	E 43b By	E 34c Alm	E 43b Alm
SiO ₂	52.51	51.19	49.57	43.25	46.50	37.04	37.03
TiO ₂	.05	.27	-	.08	.01	.05	.05
Al ₂ O ₃	.76	1.05	.50	36.24	33.84	21.23	20.80
Fe ₂ O ₃	1.34	1.97	3.09	.33	.32	4.01	3.61
FeO	7.93	13.77	17.87	-	-	26.85	25.68
MnO	.73	.96	1.00	-	-	2.40	2.20
MgO	11.10	8.28	6.37	-	1.24	2.26	2.17
CaO	22.68	21.92	21.38	19.15	15.36	6.37	8.01
Na ₂ O	.03	.02	.03	.39	1.55	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	.43	-	-
Summe	97.13	99.43	99.81	99.54	99.25	100.24	99.58
Ox.Z.	25.3	22.3	25.7			23.0	21.9

Tabelle 6-5: Fortsetzung

Pr.Nr. Mineral	E 34a Sa	E 34b Fs	E 43a Fs	E 34b An	E 43b By	E 34c Alm	E 43b Alm
					a ₀ (Å)	11.599	11.629
					n	1.8146	1.8096
Summe auf der Basis von							
	6	0		32	0	24	0
Si	2.0192	1.9812	1.9606	8.0589	8.5887	5.8927	5.9207
Al	-	188	233	7.9394	7.3651	.1073	793
Al	344	291	-	-	-	3.8724	3.8391
Ti	14	79	-	23	11	57	58
Fe ³⁺	386	574	{ 161 758	458	444	.4797	.4341
Mg	.6357	.4775	.3751	-	.3406	.5351	.5167
Fe ²⁺	.2548	.4456	.5908	-	-	3.5708	3.4324
Mn	236	314	333	-	-	.3230	.2977
Ca	.9341	.9087	.9056	3.8122	3.0375	1.0845	1.3714
Na	21	14	21	.1396	.5547	-	-
K	-	-	-	-	.1010	-	-
Z	2.0192	2.0000	2.0000	Z15.9983	15.9538	X6.0000	6.0000
X+Y+W	1.9247	1.9590	1.9827	X 4.0199	4.0793	B4.3578	4.2790
						A5.5134	5.6182
Mg	33.7	24.9	18.8	Ab 3.5	15.0	Gro 6.5	15.4
ΣFe+Mn	16.8	27.8	35.9	An 96.5	82.3	And 13.2	11.4
Ca	49.5	47.3	45.3	Or -	2.7	Alm 64.8	59.2
						Pyr 9.7	8.9
						Spe 5.8	5.1

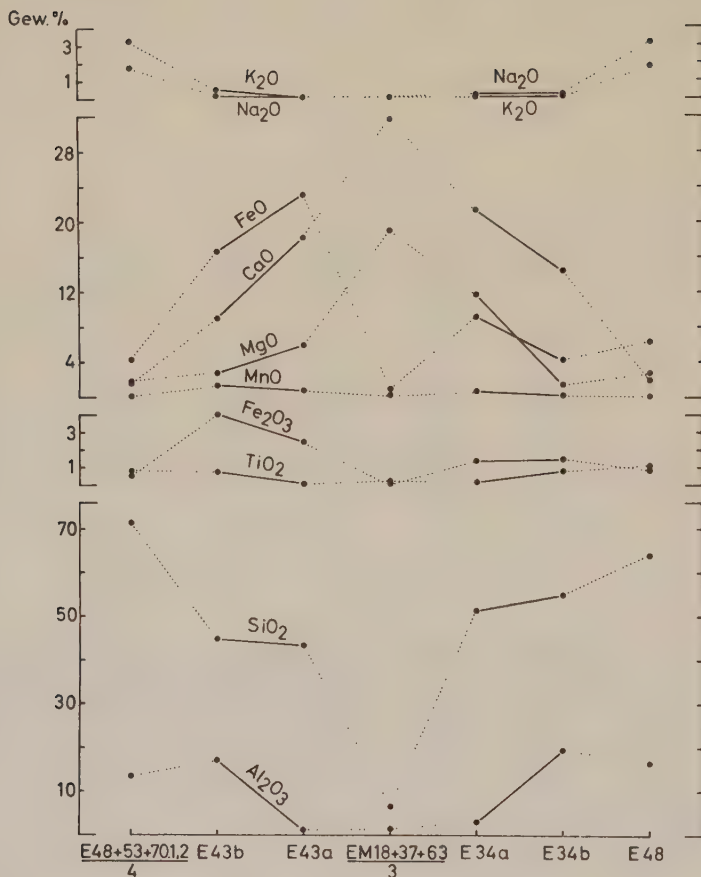


Abb. 6-5 Schematisches Profil mit willkürlicher Reihung entlang der Abszisse, das die Elementverteilung der Fe,Mg-reichen Kalksilikatfelse zeigt. Zum Vergleich sind Analysen des Nebengesteins eingetragen (Probe E 48 und der Mittelwert von vier Analysen), sowie das Mittel dreier Dolomite, dem vermutlichen Ausgangsmaterial der Gesteine. Gerissene Linien verbinden nicht benachbarte Proben.

Die häufig auftretenden Marmor- und Kalksilikatfelslinsen im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis legen die Vermutung nahe, daß E 34 und E 43 ebensolche, jedoch "verskarnte" Linsen darstellen. NĚMEC (1966) führt drei Hypothesen der Skarnentstehung an, demnach entstehen Skarne durch

1. Hochtemperaturmetasomatose unreiner Sedimentgesteine,
2. Regionalmetamorphose von Sedimenten,
3. Regionalmetamorphose submariner, synsedimentärer Lagerstätten, die im Zusammenhang mit initialem Vulkanismus stehen.

Die mittelschwedischen Skarnerze sind nach MAGNUSSON (1966) Metasedimente, die zusammen mit Kalken und Dolomiten in einer vulkanischen Serie abgelagert wurden. Ein Beweis für metasomatische Entstehung ist nach NĚMEC (1968) die monomineralische Zusammensetzung vieler Skarne, isocheme Metamorphose toniger Kalke führe dagegen zu polymineralisch zusammengesetzten Kalksilikatfelsen. Die Proben E 34a, E 34b und E 43a unterscheiden sich neben starker Erzführung gerade durch ihren monomineralischen Aufbau (in bezug auf Silikatminerale) von anderen Kalksilikatgesteinen der Donauleite, z.B. den Kalksilikatgneisen der Oeden-Serie. Ähnlichkeiten zeigen dagegen der Diopsidfels am Kontakt Plagioklasfels/Dolomitmarmor und in bezug auf extremen Chemismus, auch die Proben E 29, E 30 und E 50.

Mit Sicherheit erfordert die Bildung von Gesteinen wie E 34 und E 43 eine hohe Beteiligung flüchtiger Komponenten, neben CO_2 und H_2S (Magnetkies) besonders auch H_2O , dies belegt auch die Tatsache, daß Teile von E 43a Hornblendite sind.

Es erscheint dann auch verständlich, daß andere Karbonatlin-
sen im migmatischen Gneis, deren p_f klein war, keine Kontakt-
wirkungen zeigen. Neben stofflichen Unterschieden (ein kie-
seliger Dolomit wird im Verlauf der Metamorphose vielmehr
 CO_2 entwickeln als ein kieseliger Kalk, dessen CO_2 -Partial-
druck erst durch Wollastonitbildung merklich ansteigen könn-
te) sind dafür im Fall der Proben E 34 und E 43 sicher auch
Lösungszufuhren von außen verantwortlich.

Geringe Transportweiten mobiler Komponenten sind für Kalk-
silikatfelse typisch, wie sie z.B. von HENTSCHEL (1943) aus
dem Eule-Gneis und von ARNOLD (1970) aus dem Gotthard-Massiv
beschrieben wurden. In solchen, meist kleinen Linsen, die
auch in den Monotonen Serien des Moldanubikums verbreitet
sind, waren Austauschreaktionen mit dem sandigen oder tonigen
Nebengestein vom vorgegebenen Bestand an flüchtigen Kompo-
nenten abhängig. Der enge Zonarbau dieser Linsen, mit Ca-
Abnahme und Si-Zunahme zwischen Kern und Rand zeigt, daß
Ionenwanderungen nur sehr begrenzt zwischen den chemisch
sehr unterschiedlichen Sedimentbereichen stattfanden. Offen
bleibt die Frage inwieweit der Zonarbau schon sedimentär an-
gelegt war. Zwar haben auch die Linsen E 34 und E 43 einen
Zonarbau, dieser ist jedoch (a) einfach (nur zwei Zonen)
und (b) sind die Mächtigkeiten sehr zugunsten des homogenen
Kerns verschoben.

Wenn in beiden Fällen ursprünglich kieselige Dolomite
(ein Sediment mit $\text{Salit} + \text{FeS}$ -Zusammensetzung erscheint
unwahrscheinlich) vorlagen, dann muß diesen Si, Fe und S

zugeführt worden sein (Abb. 6-5). Die Zufuhr konnte solange zur Salitbildung führen, bis MgO quantitativ in den Klinopyroxen eingebaut war. Überschüssiges Calcium wanderte in den Gneis und bewirkte dort die Ausbildung einer Plagioklaszone, deren Mächtigkeit vom ursprünglichen CaO-Gehalt der Karbonatlinse und der Menge an neugebildetem Salit abhängig ist. Aus Quarz-Interpositionen der Anorthite ist ersichtlich, daß An-ärmerer Plagioklas verdrängt wurde. Auch Biotit ($\pm$ Cordierit) wurde abgebaut. Darauf lassen der MgO-Gehalt der Randzone, sowie zahlreiche Titanite (ohne erhöhten TiO_2 -Gehalt der Plagioklaszone relativ zum migmatischen Gneis) schließen. Im Überschuß zugeführte Kieselsäure verursacht die wechselnden Quarzgehalte der Plagioklaszone. Unklar ist der Verbleib von Na und K.

Ferrosalit E 43a ist von allen analysierten Klinopyroxenen der eisenreichste, seine Oxidationszahl (25.7) ist der des eisenärmeren Salits E 34a sehr ähnlich und unterscheidet sich nicht wesentlich vom Mittelwert aller Klinopyroxene (23.1). In der anorthitreichen Randzone der Linse E 34 nimmt der Gesamteisengehalt des Gesteins ab, der Fe-Gehalt des Klinopyroxens steigt jedoch an (wie auch zwischen E 30 und E 29). Gleichzeitig nimmt die Oxidationszahl des Klinopyroxens ab, die des Gesteins infolge von retrograd gebildetem Klinozoisit/Epidot zu. Der höhere Fe-Gehalt des Ferrosalits E 34b dürfte wohl auf den Pauschalchemismus zurückzuführen sein (wenig MgO in der Randzone). Ein Anstieg aufgrund niedrigerer Temperaturen erscheint bei den Dimensionen

der Linse als nicht wahrscheinlich. Die stärkere Reduktion des Ferrosalits E 34b könnte auf Graphit in der Randzone zurückgehen.

Die Klinopyroxene beider Linsen zeichnen sich durch hohe MnO-Gehalte aus (Tab. 6-5), was auch in den Gesteinsanalysen zum Ausdruck kommt (Tab. 6-4; in Probe E 43b mit $\text{MnO} = 1.38$, ist MnO hauptsächlich im Granat gebunden).

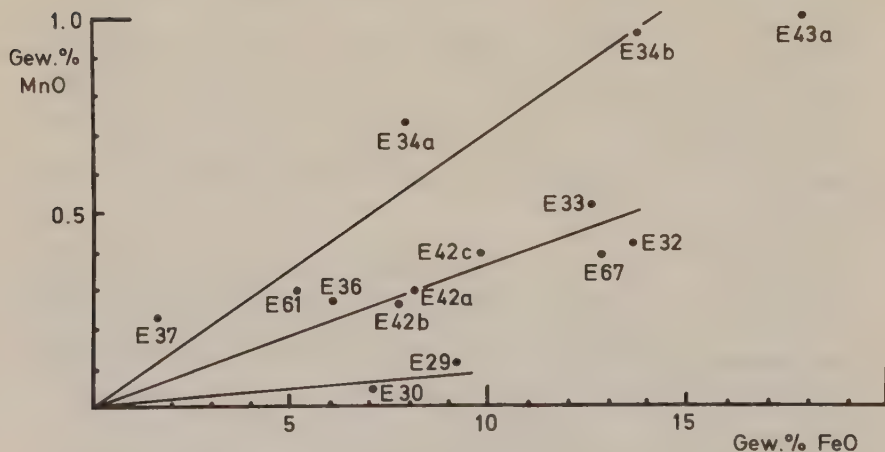


Abb. 6-6 MnO/FeO-Verhältnisse von Klinopyroxenen aus Kalksilikatgesteinen der Donauleite. Die Proben E 32 und E 33 entstammen Kalksilikatgneisen die in der Arbeit nicht beschrieben wurden.

Wie aus Abbildung 6-6 hervorgeht, besteht in den untersuchten Klinopyroxenen generell eine positive Korrelation zwischen MnO und FeO, es lassen sich jedoch drei Gruppen von MnO/FeO-Verhältnissen unterscheiden. Zwischen den Klinopyroxenen der

Proben E 37, E 61, E 34a, E 34b und E 43a mit hohen, und denen der Proben E 29 und E 30 mit niederen MnO/FeO-Werten, liegen Klinopyroxene, die vermutlich paragenen Kalksilikatgesteinen mit isochemer Metamorphose entstammen (dies gilt nicht für Kp E 36). Klinopyroxene aus Skarnen mit Fe-Zufuhr und dolomitischem Ausgangsmaterial haben demnach höhere MnO/FeO-Werte als solche aus granatreichen Skarnen ohne (wesentliche) Fe-Zufuhr und calcitischem Ausgangsmaterial. Die analysierten Dolomitmarmore der Donauleite haben zwar etwas höhere MnO-Gehalte als die Calcitmarmore, im Durchschnitt sind die MnO-Gehalte dolomitischer Sedimente nicht höher als die von Kalken. Hohe MnO-Gehalte sind für Skarn-Klinopyroxene nicht ungewöhnlich (HUCKENHOLZ & YODER 1971), dagegen enthalten Klinopyroxene eklogitischer Paragenesen nur sehr wenig MnO (DEER et al. 1963).

Die Granate der Randzonen E 34c und E 43b sind in Chemismus und Oxidationszahlen dem Granat des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis sehr ähnlich (Abb. 6-2), wenn auch die höhere Grossularkomponente noch eine Verbindung zu Kalksilikatgranaten herstellt.

Unter den oben erwähnten Möglichkeiten der Skarnbildung, erscheint für die Gesteine E 34 und E 43 die metasomatische Verskarnung dolomitischer Linsen durch Lösungszufuhr von außen am wahrscheinlichsten. Darauf lassen schließen:

1. Der in bezug auf Silikatminerale monomineralische Aufbau des relativ zur Randzone mächtigen Kernes.
2. Der hohe Anteil an flüchtigen Komponenten, der zur Bildung

der Paragenese Klinopyroxen/Hornblende + Magnetkies nötig war.

3. Der hohe Magnetkiesgehalt der Klinopyroxenfelse, sowie untergeordnet auftretender Molybdänglanz.
4. Das hohe MnO/FeO-Verhältnis der Klinopyroxene.
5. Die Art der Zonierung (E 34a, E 34b), wobei nur soviel Gneis durch Ca-Zufuhr verändert werden konnte, wie überschüssiges Ca aus der Linse zur Verfügung stand.

Si-, Fe- und S-haltige Lösungen dürften sich während der beginnenden Anatexis des ehemals sapropelitischen Nebengesteins gebildet haben. Die Tatsache, daß anstelle von andraditreichem Granat Salit und Ferrosalit stabil waren, kann auf das reduzierende Milieu (HUCKENHOLZ & YODER 1971) während der Regionalmetamorphose zurückgeführt werden, das sich auch in den normalen Oxidationszahlen der Klinopyroxene ausdrückt. Der O_2 -Partialdruck ist sicher von Graphit beeinflusst worden, der im benachbarten Gneis ein häufiges Gemengteil darstellt. Wie im Kapitel "Migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis" noch erläutert wird, kann aber der O_2 -Druck im Metasediment trotz Gegenwart von Graphit groß sein, vorausgesetzt es beteiligt sich CO_2 an der Gasphase das nicht der Reaktion von Graphit mit Sauerstoff entstammt, z.B. karbonatisches CO_2 .

6.1.2.2. Metamorphose

Aus der Darstellung der Fe,Mg-reichen Kalksilikatgesteine und des benachbarten Gneis im ACF-Dreieck, lassen sich folgende Paragenesen ablesen:

Probe E 34a Klinopyroxen + Hornblende + Plagioklas
E 43a

netkies, nicht jedoch mit Klinopyroxen. Beide Minerale trennt in Probe E 43a ein Saum von Magnetkies. Da Grandit in die Paragenesen der Linsen passen würde und auch am Rand (E 34b) als Interposition (nicht analysiert) im Anorthit auftritt, ist anzunehmen, daß sich Pyralspit in Probe E 43a (a) unter niederen O_2 -Drucken und (b) später als Ferrosalit gebildet hat. Dafür spricht auch das Auftreten von Almandin auf Klüften im Klinopyroxenfels. Vom Stabilitätsbereich des Almandins her gesehen (Almandin kann im Gegensatz zu Klinopyroxen schon in der Grünschieferfazies auftreten) erscheint die spätanatektische Bildung möglich.

Die Paragenesen der Linsen E 34 und E 43 können als das Ergebnis der anatektischen Stoffmobilisation im Nebengestein betrachtet werden, sie sind nicht, wie es für die Al-reichen Kalksilikatfelse wahrscheinlich ist, Relikte einer prä-anatektischen Metasomatose.

6.2 Kalksilikatgneise der Oeden-Serie

Im Liegenden des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises folgt, getrennt durch ein geringmächtiges Paket von Marmoren, Kalksilikatfelsen, Metadioriten und Metaapliten (Marmor-Kalksilikatfels-Orthogneis-Zug B), eine Paragneisserie (Oeden-Serie), an deren Aufbau neben feinkörnigen Biotit-Plagioklas- und Quarzit-Gneisen auch Marmore, Kalksilikatgneise, Amphibolgneise, Amphibolite und saure Orthogneise beteiligt sind. Diese Serie unterscheidet sich vom migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis durch stärkere stoffliche

Heterogenität und durch das vorwiegend psammitische Ausgangsmaterial. Der Biotit-Plagioklas-Gneis ist trotz ähnlichem Plagioklaschemismus (An_{15-29}) weniger anatektisch als der Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis. Vereinzelte, dünne Mobilisatlagen zeichnen sich durch Kornvergrößerung gegenüber den straffgeregelten Biotit-Plagioklas- und Quarzitgneisen aus. Anhand zweier Beispiele soll auf die Elementverteilung in benachbarten Kalksilikatgneisen, Biotit-Plagioklas-Gneisen und Amphiboliten der Oeden-Serie eingegangen werden.

Der Übergang Kalksilikatfels - Amphibolit wird durch die Proben E 42a, E 42b, E 42c belegt, während die Proben E 65a, E 65b, E 66a, E 66b und E 67 aus Kalksilikatfels (E 67), Kalksilikat- bis Amphibolgneis (E 65b, E 66a) und Biotit-Plagioklas-Gneis (E 65a, E 66b) stammen. Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen, die in beiden Fällen um einen linsenförmigen Kern angeordnet sind, liegen im Zentimeterbereich, z.T. wechseln Kalksilikat- und Biotit-Plagioklas-Gneis auch innerhalb weniger Millimeter ab (Abb. 6-10). Chemische Homogenitätsbereiche sind dann mit den angewandten Methoden nicht mehr erfaßbar. Dies gilt für die Proben E 65b und E 66a.

6.2.1. Petrographie

Der zentrale Bereich - E_{42a}, E₆₇ - besteht in beiden Linsen aus mittel- bis grobkörnigem, granoblastischen Klinopyroxen-Plagioklas-Quarz-Fels. Plagioklas(By) ist, wie auch in allen anderen Proben, nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt, er umschließt hypidiomorphen Klinopyroxen und kann

retrograd serizitisiert sein. Blaß grünlich-brauner Klinopyroxen(Sa) wird fleckig durch Aktinolith verdrängt. Häufigstes Nebengemengteile ist idiomorpher Titanit, daneben treten Magnetkies und Ilmenit auf. Retrograd wurden außer Serizit auch Klinozoisit, Klinochlor, Prehnit und Calcit gebildet. Einen ähnlichen Mineralbestand hat die stärker geregelte Probe E_{42b}, hinzu kommt lagenweise Biotit und etwas Kalifeldspat. Magnetkies und Graphit sind bevorzugt an Biotit-Plagioklas-Quarz-Lagen gebunden. An Biotit grenzt Aktinolith, Verdrängungen von Klinopyroxen durch Biotit erscheinen selten, Biotit wird dann retrograd zu Prehnit, sonst zu Chlorit umgewandelt. Kalksilikatgneis E_{42b} geht in den schwach geregelten Plagioklas-Amphibolit E_{42c} mit Retikulargefüge über, der neben grünbrauner Hornblende und Plagioklas(Ad/La) farblosen Salit und rotbraunen Biotit führt. Salit kann mit Hornblende verwachsen sein, beide werden von Biotit verdrängt. Eine jüngere Bildung stellt farbloser Aktinolith dar, der sehr untergeordnet Salit verdrängt. Auch Hornblende geht gelegentlich randlich in blaugrüne aktinolithische Hornblende über. Idiomorphe Titanite haben oft noch einen Kern aus Ilmenit. Auffällig ist das völlige Verschwinden von Graphit, der auch in den Proben E_{42a} und E₆₇ fehlt.

An die Probe E₆₇ schließt der feinkörnige Biotit-Plagioklas(Ad)-Gneis E_{66b} an, der nur in bezug auf den Anteil an Opakmineralen inhomogen ist. Amphibolgneis E_{66a} bildet eine 2-3 cm breite Einschaltung im Biotit-Plagioklas-Gneis E_{66b}. Hauptkomponente sind Plagioklas(By)-Hornblende-Quarz-Erz-

Lagen, im Gegensatz zu Probe E 42c sind die Hornblenden hier sehr ungleichkörnig und lappig zerfressen. Zeilen aus Plagioklas, Biotit und Quarz sowie solche mit Plagioklas, Aktinolith (um relikttischen Klinopyroxen) und Quarz finden sich ebenfalls in dieser Probe. E 65a ist im Mineralbestand E 66b sehr ähnlich, der Gneis weist dünne Kalifeldspat-Plagioklas (Ol/Ad)-Quarz-Mobilisate auf, sekundär zugeführtes Erz besetzt die Intergranularen. E 65B ist aus Klinopyroxen-Plagioklas-Quarz- und Biotit-Plagioklas-Quarz-Bändern zusammengesetzt, die wiederum nur eine wenige Zentimeter-mächtige Einschaltung in Gneis E 65a darstellen.

Tabelle 6-6: Modalanalysen von Kalksilikat- und Amphibolgneisen der Oeden-Serie.

Pr.Nr.	E 42a	E 42b	E 42c	E 65a	E 65b	E 66a	E 66b	E 67
Pg	45.9	37.7	34.8	30.1	37.2	37.2	40.8	37.9
Kf	-	1.6	-	11.0	.3	-	-	-
Qz	10.4	17.4	.3	23.8	13.1	26.0	30.2	29.5
Kp	23.5	18.1	11.1	-	14.5	-	-	23.1
Hb	-	-	40.2	-	-	16.6	-	-
Ak	9.2	13.5	1.4	-	11.7	5.1	-	2.4
Bi	.6	4.0	8.1	23.2	17.3	5.9	25.9	-
Sz	3.1	-	-	-	-	2.2	-	2.8
Cl	-	-	.5	-	-	-	-	-
Ap	.2	.5	.5	.1	.2	.6	.2	.3
Zk	-	-	-	-	.2	.1	-	-
Ti	1.6	2.3	.9	.4	.4	1.0	.7	2.4
Kz	2.3	-	-	-	-	-	-	.2
Kc	.2	-	-	-	-	-	-	-
Pr	.1	-	1.0	-	-	.7	-	-
Cc	1.6	.3	.6	-	-	-	-	.8
Opake	1.3 ¹⁾	4.6 ²⁾	.6 ³⁾	11.4 ⁴⁾	5.1 ⁵⁾	4.6 ⁶⁾	2.2 ⁷⁾	.6 ⁸⁾

1) Il 0.1, Mk 1.2; 2) C 2.8, Mk 1.8; 3) Il; 4) C 0.6, Mk 5.1, FeOOH 5.7; 5) C 2.5, Mk 2.6; 6) C 3.4, Mk 1.2; 7) C 0.9, Mk 1.3; 8) Mk.

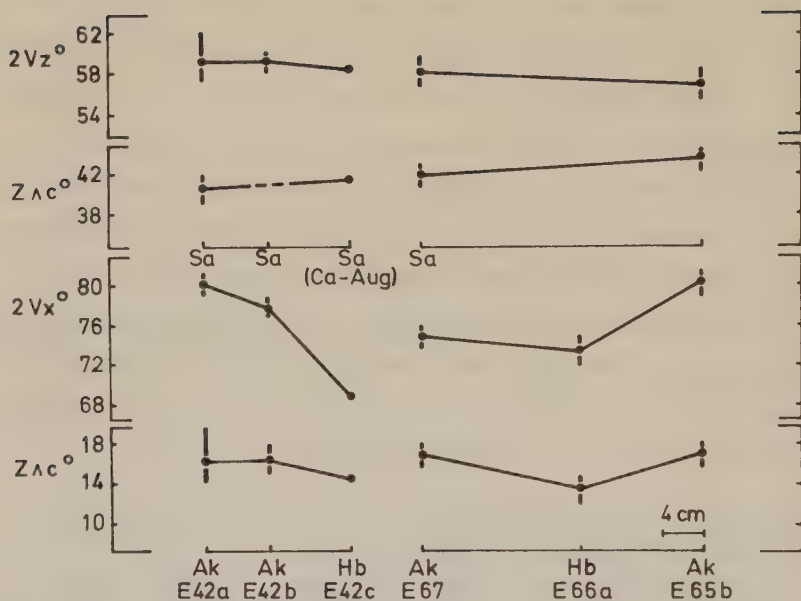


Abb. 6-8 Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen von Klinopyroxenen und Amphibolen aus Kalksilikat- und Amphibolgneisen der Oeden-Serie

6.2.2. Chemismus

Wie Abbildung 6-9 zeigt, nehmen zwischen den Proben E 67 und E 65a CaO, FeO und MgO generell ab, SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, Rb und Li dagegen zu. TiO₂ bleibt nahezu unverändert. Die Klinopyroxen-Plagioklas-Quarz-Gesteine sind trotz ihres hohen Titanitgehaltes nicht TiO₂-reicher als Amphibolgneis und Biotit-Plagioklas-Gneis, nur ist in diesen Titan vorwiegend im Biotit und in der Hornblende gebunden. Die Schwankungen innerhalb des allgemeinen geochemischen Trends werden als Folge einer primären Wechsellagerung von Mergeln

Tabelle 6-7: Chemische Analysen der Kalksilikat- und Amphibolgneise der Oeden-Serie

Pr.Nr.	E 42a	E 42b	E 42c	E 65a
SiO ₂	54.16	54.19	49.60	68.13
TiO ₂	.49	.60	1.16	.73
Al ₂ O ₃	14.23	15.84	14.40	13.70
Fe ₂ O ₃	.69	.50	2.43	.91
FeO	4.82	4.94	8.13	3.14
MnO	.12	.10	.21	.04
MgO	5.66	6.04	6.83	2.35
CaO	15.33	13.17	11.70	2.97
Na ₂ O	.51	.58	2.14	2.59
K ₂ O	.49	1.51	1.20	2.55
P ₂ O ₅	.25	.24	.18	.12
Summe	96.75	97.71	97.98	97.23
Li (ppm)	6	10	16	36
Rb (ppm)	26	67	38	119
Ox.Z.	22.3	16.8	37.4	36.7

Pr.Nr.	E 42c Norm
qz	-
or	7.1
ab	18.2
an	26.2
en	7.7
fs	5.2
di	25.8
ol	2.2
ap	.3
il	2.2
mt	3.5
en/fs	1.96
Pg _{norm} An	59.1

Pr.Nr.	E 65b	E 66a	E 66b	E 67
SiO ₂	60.41	58.63	69.07	61.78
TiO ₂	.64	.67	.73	.77
Al ₂ O ₃	16.53	16.43	13.99	12.96
Fe ₂ O ₃	.85	.29	.26	.09
FeO	3.99	6.17	4.40	4.96
MnO	.06	.13	.05	.11
MgO	3.60	3.49	1.87	3.05
CaO	4.26	7.93	4.13	12.85
Na ₂ O	3.03	1.22	2.43	.29
K ₂ O	1.95	1.06	1.65	.32
P ₂ O ₅	.16	.14	.12	.19
Summe	95.48	96.16	98.70	97.37
Li (ppm)	40	15	32	17
Rb (ppm)	127	52	74	21
Ox.Z.	29.9	8.6	10.6	3.5

Tabelle 6-8: Chemische Analysen von Mineralen aus Kalksilikat- und Amphibolgneisen der Oeden-Serie

Pr.Nr. Mineral	E 42a Sa	E 42b Sa	E 42c Sa	E 67 Sa	E 42a Ak	E 42b Ak
SiO ₂	52.69	25.26	51.19	51.53	53.96	n.b.
TiO ₂	.07	.06	.25	.02	.25	n.b.
Al ₂ O ₃	.92	.96	1.03	.70	2.75	n.b.
Fe ₂ O ₃	1.48	1.22	1.41	1.93	1.76	1.48
FeO	8.14	7.77	9.86	12.87	10.77	10.55
MnO	.30	.26	.39	.39	.24	n.b.
MgO	13.49	14.86	14.29	9.98	15.22	17.94
CaO	22.44	21.85	21.23	21.86	12.63	12.10
Na ₂ O	.04	.04	.07	.03	.07	.06
K ₂ O	-	-	.02	-	.20	-
Summe	99.57	99.28	99.64	99.31	97.85	
Ox.Z.	26.7	23.9	22.2	23.1	24.6	21.9

Summe auf der Basis von

	6 0		23 0		
Si	1.9761	1.9603	1.9357	1.9834	7.7219
Al	239	397	459	166	.2781
Al	167	27	-	151	.1852
Ti	18	15	40	5	266
Fe ³⁺	415	342	401	557	.1891
Mg	.7538	.8302	.8051	.5722	3.2438
Fe ²⁺	.2551	.2436	.3117	.4141	1.2884
Mn	94	84	125	125	284
Ca	.9014	.8777	.8594	.9012	1.9356
Na	27	27	49	21	189
K	-	-	9	-	361
Z	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000	Z 8.0000
Y+X+W	1.9824	2.0010	2.0202	1.9734	Y 4.9615
					X 1.9906
Mg	38.4	41.6	39.7	29.2	
ΣFe+Mn	15.6	14.4	17.9	24.7	$\frac{100Mg}{Mg+\Sigma Fe+Mn}$
Ca	46.0	44.0	42.4	46.1	68.3
					72.9 (ohne Mn)

Tabelle 6-8: Fortsetzung

Pr.Nr. Mineral	E 42c Hb	E 66a Hb	E 42a By	E 42b By	E 42c Ad/La	E 66b Ad	E 67 By
SiO ₂	46.15	46.49	44.94	45.00	56.13	55.11	51.53
TiO ₂	1.33	1.19	.16	.07	.11	.10	.02
Al ₂ O ₃	7.69	7.85	33.88	33.96	26.70	27.91	34.86
Fe ₂ O ₃	3.05	3.99	.17	.15	.18	.29	.16
FeO	13.78	15.80					
MnO	.29	.49					
MgO	9.43	11.59	-	.39	-	.36	.33
CaO	11.84	11.02	18.77	18.31	10.17	9.54	16.20
Na ₂ O	.86	.23	1.72	1.74	5.36	6.00	1.42
K ₂ O	.71	.72	.21	.30	.42	.19	.44
Summe	95.13	99.37	99.85	99.92	99.07	99.50	98.90
Ox.Z.	30.7	33.6					

Summe auf der Basis von

	23	0		32	0		
Si	7.0253	6.8324	8.3560	8.2561	10.1967	9.9802	8.4460
Al	.9747	1.1676	7.4234	7.4303	5.7154	5.9555	7.6314
Al	.4042	.1918					
Ti	.1518	.1306	223	89	142	131	33
Fe ³⁺	.3493	.4405	235	201	240	392	223
Mg ,	2.1379	2.5370		.1017		968	904
Fe ²⁺	1.7538	1.9411					
Mn	366	609					
Ca	1.9303	1.7346	3.7380	3.6404	1.9782	1.8503	3.2226
Na	.2533	653	.6187	.6257	1.8866	2.1048	.5111
K	.1372	.1342	491	703	971	435	.1038
Z	8.0000	8.0000	15.7794	15.7864	15.9121	15.9357	16.0774
Y	4.8336	5.3019					
X	2.3208	1.9341	4.4516	4.4725	4.0001	4.1477	3.9535
			Ab 14.1	14.4	47.6	52.6	13.3
<u>100Mg</u> Mg+ΣFe+Mn	50.0	50.9	An 84.8	84.0	49.9	46.3	84.0
			Or 1.1	1.6	2.5	1.1	2.7

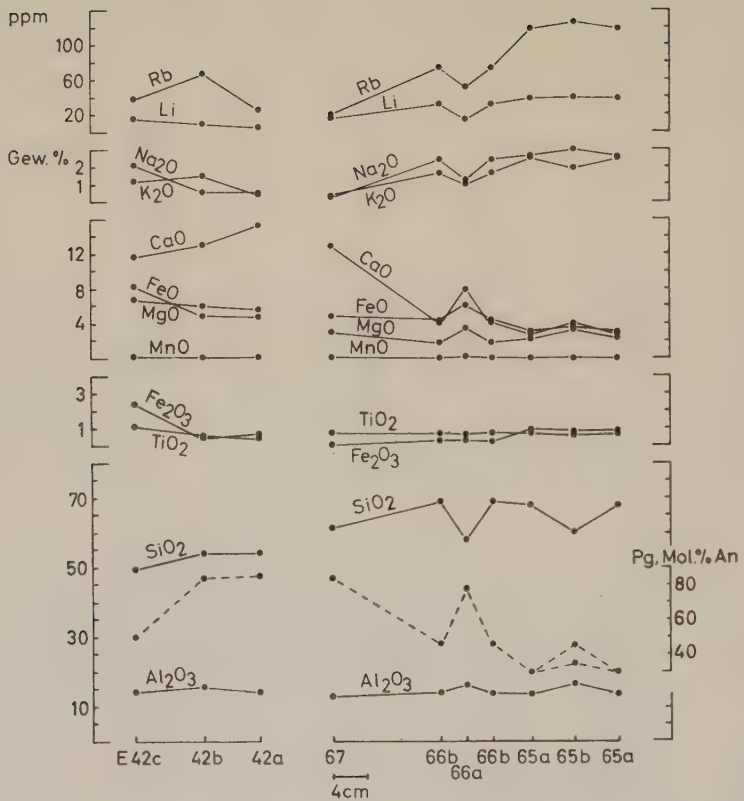


Abb. 6-9 Maßstabsgetreue, geochemische Profile von Kalksilikatgneis-Linsen der Oeden-Serie. Gerissene Linie: An-Gehalt der Plagioklasse. E 65b enthält Zonen mit unterschiedlichem Plagioklaschemismus. E 66b und E 65a sind zweimal angetragen, da E 66a und E 65b nur schmale Einschaltungen dieser Gneise sind.

und sandigen Tonen aufgefaßt. Unterschiedliche CaO- und Al₂O₃-Gehalte spiegeln sich besonders auch im Chemismus der Plagioklasse wider.

Eine andersartige Elementverteilung herrscht zwischen E 42a und E 42c, wo Klinopyroxen-Plagioklas-Quarz-Fels in Amphibolit

übergeht. Nach dem Chemismus könnte E 42c ein Mergel, aber auch ein tholeiitischer Basalt sein (Tab. 6-7). Für einen orthogenen Ursprung sprechen der hohe TiO_2 -Gehalt und die Homogenität des Gesteins, die paragene Kalksilikatfelse i.a. nicht besitzen. Die $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn})$ -Verteilung (Abb. 6-10) zwischen den chemisch relativ einheitlichen (mit Ausnahme von Mg und Fe^{2+}) Klinopyroxenen und den retrograd gebildeten Aktinolithen ist in E 42a und E 42b (vermutlich auch in E 42c) ausgeglichen. Ein abweichendes Bild ergibt sich für Klinopyroxen E 42c und Hornblende E 42c, die im Chemismus Hornblende E 66a sehr ähnlich ist.

Nach der Nomenklatur von LEAKE (1968) handelt es sich um Magnesio/Ferro-Hornblenden (E 42c), bzw. um Alumino-Magnesio/Ferro-Hornblenden (E 66a). Mit Ca größer 1.5 pro Formeleinheit sind es calciumreiche Hornblenden nach ERNST (1968) (Abb. 6-12).

Zwischen grünbrauner Hornblende und Salit der Probe E 42c (Abb. 6-11) herrscht ein chemisches Ungleichgewicht. Die Phasenassoziation ist nicht stabil, was auch in der Verdrängung von Klinopyroxen durch Hornblende zum Ausdruck kommt. Die Umwandlung lief nicht vollständig ab, sie wird von der noch jüngeren Biotitkristallisation überlagert. Stabile Metamorphosen sind aber zu erwarten, sowohl bei isochemer, prograde Metamorphose eines Mergels, als auch bei isochemer, retrograde Metamorphose eines Basalts. Eine Angleichung des Mineralbestands an niedere Temperaturen erscheint unwahrscheinlich, da Salit im Stabilitätsbereich der braunen Hornblende nicht instabil wird, was auch Klinopyroxen E 42a und E 42b beweisen. Die Verschiebung der Stabilität von Klinopyroxen

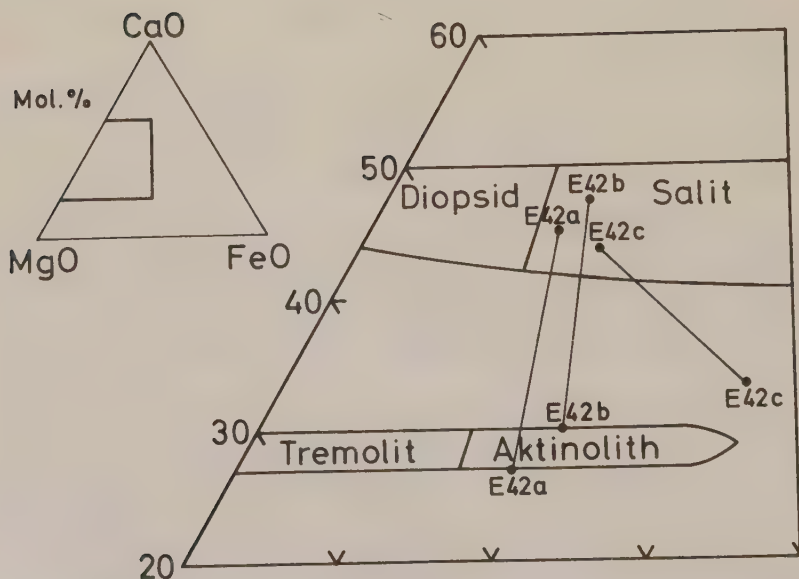
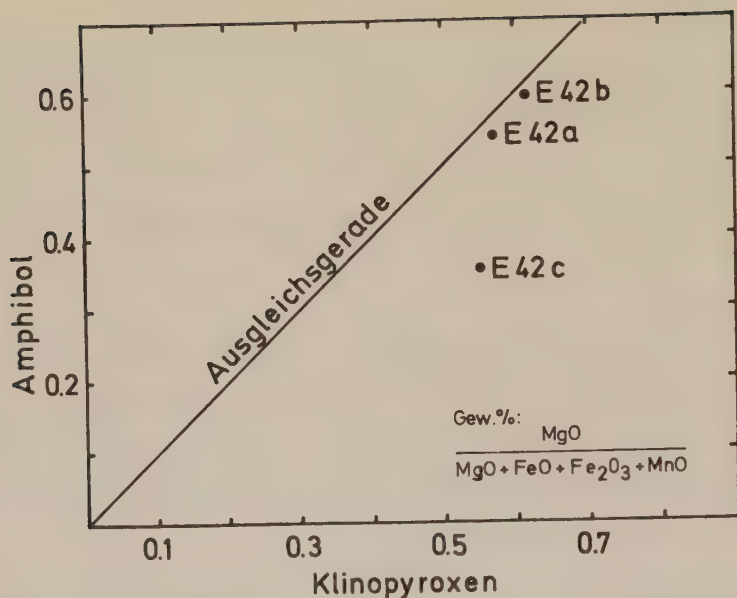


Abb. 6-10,11 Oxidverteilung in Klinopyroxenen und Amphibolen der Proben E 42a, E 42b, und E 42c. Abb. 6-11 nach ERNST (1966)

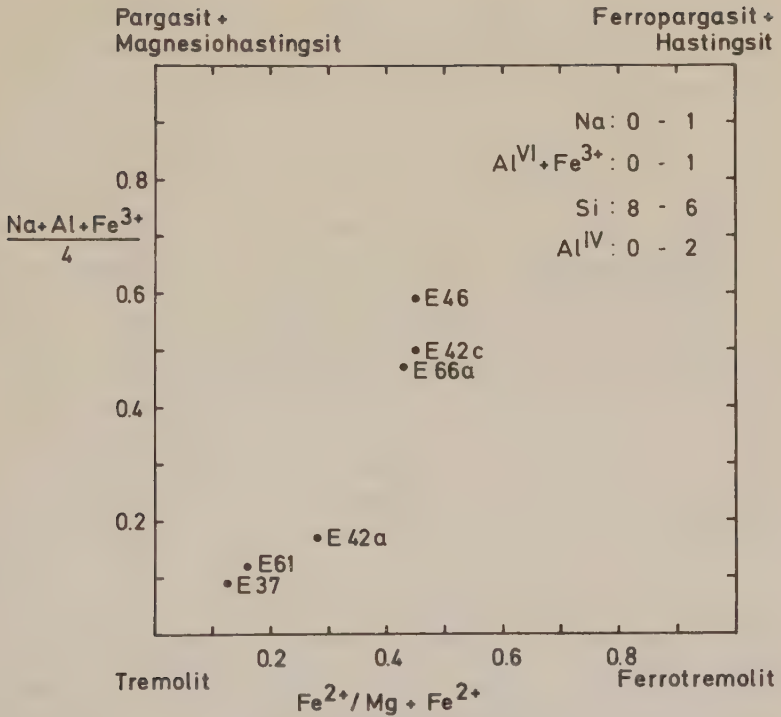


Abb. 6-12 Amphibole aus Kalksilikat- und Amphibolgneisen der Oeden-Serie (E 42a, E 42c, E 66a). Zusätzlich sind Tremolite aus der Kontaktzone Plagioklasfels/Dolomitmarmor (E 37, E 61) und die Hornblende des Amphibolits E 46 (s. Kapitel 8) eingetragen. Nach ERNST (1968)

über Hornblende nach Biotit würde dagegen in die Vorstellungen ORVILLES (1969) einer metasomatischen Amphibolitbildung als Folge von Kalk-Ton-Austauschreaktionen passen. Demnach besteht in einem offenen System die Tendenz zur Entwicklung von Zweiphasen-Assoziationen, anstelle von Dreiphasen-Assoziationen. Durch Wanderung von Ca, Mg und Fe^{2+} bei konstantem

sichtlich nicht oder nur sehr ungenügend erfüllt, da dort chemisch unterschiedliche Gesteine dicht aneinandergrenzen.

Nach der Nomenklatur von GINZBURG (1966) ist Klinopyroxen E 42c ein Ca-reicher Augit, er könnte somit auch magmatischen Ursprung haben (Basalt, Tuff) und nach Erhöhung von P_{H_2O} durch Hornblende verdrängt worden sein. Auch dann ist jedoch eine ausgeglichene Elementverteilung zwischen beiden Mineralen zu erwarten als dies tatsächlich der Fall ist.

Die Oxidationszahlen der Gesteine sind wegen unterschiedlicher Paragenesen und sekundärer Erzzufuhren wenig aussagekräftig, Klinopyroxene und Aktinolithe haben normale Oxidationszahlen. Die Hornblenden sind stärker oxidiert, da in der Y-Position der Hastingsite Al teilweise durch Fe^{3+} ersetzt wird.

Die Kalksilikat- und Amphibolgneise der Oeden-Serie entstanden regionalmetamorph aus kalkig-mergeligen Zwischenlagen des psammitischen Sediments. Orthogenes Ausgangsmaterial mit basaltischem Chemismus erscheint für Probe E 42c möglich. Die Metamorphose verlief weitgehend isochem, die Austauschreaktionen wurden nicht, wie im Fall der Skarne, durch nachträgliche Stoffzufuhren verstärkt.

7. Migmatischer Granat - Cordierit - Sillimanit - Gneis

Im westlichen Teil des Arbeitsgebietes ist ein mittelkörniger, migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis der vorherrschende Gesteinstyp. Seine Mächtigkeit nimmt von 200 m

im Westen, auf 40-50 m im Osten ab. Den Gneis kennzeichnet eine rotbraune Verwitterungsschicht aus Eisenhydroxiden und Nontronit. Wellig gebogene Schieferungsflächen werden von Sillimanit und Graphit besetzt. Große Teile des Gneises zeichnen sich durch eine (anatektisch bedingte) Lagentextur aus; stellenweise führte die anatektische Stoffsonderung auch nur zur Bildung millimetergroßer, leukokrater "Augen" (Proben E 48, E 53).

Konkordante Einlagerungen band- und linsenförmiger Marmore, Kalksilikatfelse, Amphibolite und Orthogneise sind verbreitet.

7.1. Mineralbestand, Chemismus

Die Minerale des Melanosoms, Biotit, Sillimanit, Plagioklas, Quarz, $\pm$ Cordierit, Granat, Andalusit, Kalifeldspat, Muskowit, Graphit und Erz sind, mehr oder weniger parallel orientiert in Flaserzügen angeordnet, die im frischen Bruch braune bis blauschwarze Farben zeigen.

Scharf begrenzte, leukokrate Bänder bestehen im Zentrum aus Kalifeldspat-Plagioklas-Blastomylonit, an den Rändern gegen das Melanosom aus Quarz. In schlierig aufgelöstem Leukosom trennen kalifeldspatreiche Zonen granoblastische Plagioklas-Quarz-Partien.

Biotit (Z = braunrot, X = blaß gelbbraun) zeigt eine post-kristalline Deformation. Er bildet mit Quarz und Sillimanit feinkristalline Gemenge, die Reste größerer Biotitschuppen umschließen. Regellos verteilte, idomorphe Muskowite entstehen retrograd aus Biotit. Nadeliger bis kurzprismatischer Sillimanit ist linear auf Schieferungsflächen eingeregelt und häufig mit Biotit verwachsen, den er zu verdrängen scheint

(nach CHINNER, 1961, entsteht Sillimanit nicht aus Biotit, dieser besitzt vielmehr für Al,Si-haltige Lösungen, die aus dem Abbau von Al-Silikaten entstanden sind, einen Nukleations-effekt epitaktischer Natur). Gebogene, zerbrochene und rekristallisierte Sillimanit-Nadeln in den Faltenscheiteln von Kleinfalten, bezeugen prä- und synkinematisches Wachstum, bezogen auf die letzte Faltung der Gneise. Die Sillimanitprismen werden maximal 0.2 mm breit, Verdrängung durch Muskowit ist an großen Sillimaniten zu erkennen. Andalusit - $2V_x = 80-87^\circ$, $X =$ blaß rötlich - findet sich in wenigen, xenomorphen Bruchstücken im Gneis. Er scheint stabil neben Biotit, nicht jedoch neben Cordierit zu sein und tritt nicht in Wechselbeziehungen mit Sillimanit. Er wird retrograd durch Muskowit verdrängt. Cordierit - $2V_x = 78-80^\circ$ - zeigt Übergänge zwischen fehlender und starker Pinitisierung. Er kann in melanokraten Lagen mit geeignetem Chemismus gehäuft auftreten, während andere Bereiche des Gneises frei von Cordierit sind. Beim Wachstum übernimmt er Sillimanit, Biotit und Zirkon. Verzwillingung mit $VE = (110)$ wurde an wenigen Cordieriten beobachtet. Rötlich-brauner, kataklastischer Granat, der auch in dicken Schliffen keinen Zonarbau erkennen läßt, ist, wie auch Cordierit, vorwiegend im Melanosom zu finden (in Probe E 70.1 auch zusammen mit Plagioklas und Quarz im Leukosom). Beide Minerale konnten nie nebeneinander beobachtet werden, sie schließen sich im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis gegenseitig aus. Granat umschließt Quarz, Plagioklas und Erz, nicht aber Sillimanit. Biotit mit blau-bis braungrünen Absorptionsfarben verdrängt Granat während der retrograden Metamorphose. Reliktischer Plagioklas des Melanosoms liegt augenförmig in der Biotit-Sillimanit-Quarz-Matrix. Im Leukosom bildet hypidiomorpher Plagioklas ein granoblastisches Gefüge mit Kalifeldspat und Quarz. In beiden Fällen liegt der Anorthitgehalt zwischen An_{29} und An_{33} . Die Plagioklase sind albit- und periklinverzwillingt, Leukosom-Plagioklase führen Einschlüsse von Biotit, Sillimanit, Quarz, Kalifeldspat und Erz. Plagioklas wird nur schwach serizitisiert. Mikroperthitischer Kalifeldspat mit randlicher oder

flächenhafter Mikroklingitterung ist stark kataklastisch. Für Plagioklaseinschlüsse der Kalifeldspäte sind dicke Myrmekitquarze typisch, während die Myrmekitwarzen am Rand der Kalifeldspäte nur von sehr dünnen Quarzstengeln durchzogen werden. Auch Quarz-Pflaster können neben Plagioklas- und Kalifeldspat augenförmige Einlagerungen im Gneis bilden. Granate am Rand dieser kleinen Quarzlinsen scheinen z.T. Reste größerer Granate zu sein, deren ehemaliges Volumen jetzt von Quarz besetzt wird. Quarz umschließt häufig Sillimanit. Große Zirkone begleiten die Biotit-Sillimanit-Flaser, selten dagegen Apatit. Unter den Opakmineralen überwiegt Graphit (der wie Biotit und Sillimanit postkristallin deformiert wurde) i.a. Magnetkies, Magnetit und retrograd gebildetes Eisenhydroxid.

Tabelle 7-1: Modalanalysen des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises und von Pegmatoid E 49

Pr.Nr.	E 48	E 53	E 70.1 ¹⁾	E 70.2	E 49
Pg	29.9	31.7	35.5	50.8	15.9
Qz	7.9	9.4	57.2	26.1	19.7
Kf	3.9	12.6	2.6	-	64.2
My	2.1	2.3	.3	-	-
Bi	34.8	24.6	1.9	21.7	-
Ms	1.4	3.2	.3	.3	-
Co	10.5	5.7	-	-	-
Si	7.4	4.9	-	.1	-
Ga	.2	.2	1.8	-	-
Zk	.1	.1	-	-	-
C	.7	2.3	-	-	-
Mk	1.2	1.7	-	-	-
Mt	.1	1.2	-	-	.2

¹⁾ Die Modalanalyse entstammt einem Bereich mit weniger Kalifeldspat als es dem Gesamtgestein entspricht.

Tabelle 7-2: Chemische Analysen des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises und von Pegmatoid E 49.

Pr.Nr.	E 48	E 53	E 70.1	E 70.2	E 49		E 70.1	E 49
							Norm	
SiO ₂	63.87	68.73	76.25	76.52	75.90	qz	38.34	38.77
TiO ₂	1.09	.94	.06	1.20	.02	c	2.12	.81
Al ₂ O ₃	16.30	13.23	14.68	9.38	13.97	or	26.93	33.18
Fe ₂ O ₃	.86	1.26	-	.08	.12	ab	23.49	15.94
FeO	6.30	5.83	.27	4.49	.05	an	8.35	10.88
MnO	.12	.10	.03	.15	.01	en	.02	-
MgO	2.65	2.12	.01	2.12	-	fs	.44	-
CaO	1.89	1.41	1.74	1.48	2.21	mt	-	.16
Na ₂ O	1.74	1.06	2.78	1.41	1.89	il	.11	.03
K ₂ O	3.11	3.25	4.56	2.12	5.62	ap	.10	.05
P ₂ O ₅	.15	.12	.05	.05	.03	Pg _{norm}	An _{25.1}	An _{39.1}
Summe	98.08	98.05	99.93	99.00	99.82	ab/an	2.8	1.5
Li (ppm)	35	39	3	23	n.b.	Q	43.5	44.2
Rb (ppm)	139	140	100	148	n.b.	Ab	26.3	18.1
Ox.Z.	21.4	30.2	0	3.4	82.7	Or	30.2	37.7

Tabelle 7-3: Chemische Analysen von Mineralen des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises

Pr.Nr.	E 48	E 48	E 48 ¹⁾			
Mineral	Bi	Ga A	Ga B			
			-1	-2	-6	-8
SiO ₂	37.50	37.68	36.5	36.6	36.7	37.0
TiO ₂	2.78	.02	.03	.02	.05	.04
Al ₂ O ₃	19.27	20.76	20.8	21.1	21.3	21.0
Fe ₂ O ₃	2.80	3.52				
FeO	16.41	28.47	33.7	34.4	34.2	32.6
MnO	.19	4.55	4.0	3.0	2.7	4.6
MgO	8.03	3.88	3.5	4.2	4.1	3.2
CaO	.10	1.15	1.05	1.05	1.22	1.16
Na ₂ O	.08	-				
K ₂ O	8.44	-				
Summe	95.60	100.06	99.58	100.37	100.27	99.60

Li (ppm) 98
Rb (ppm) 474

¹⁾ Mikrosondenanalysen, Analytiker E.KNAUER. Gesamteisen als FeO. Entfernung zwischen B-1 und B-6 3.05 mm

Tabelle 7-3: Fortsetzung

Pr.Nr. Mineral	E 48 Bi	E 48 Ga A	E 48 Ga B			
			-1	-2	-6	-8
Ox.Z.	25.4	19.8				
a _o (Å)		11.536				
n		1.8178				
Summe auf der Basis von						
	23 0		24 0			
Si	5.8353	6.0009	5.9302	5.8872	5.8951	5.9857
Al	2.1647	-	698	.1128	.1049	143
Al	1.3684	3.8954	3.9126	3.8867	3.9264	3.9891
Ti	.3243	19	39	19	58	49
Fe ³⁺	.3271	.4209				
Fe ²⁺	2.1348	3.7902	4.5777	4.6255	4.5928	4.4096
Mn	243	.6123	.5504	.4086	.3675	.6306
Mg	1.8610	.9203	.8470	1.0066	.9811	.7715
Li	56					
Ca	159	.1961	.1825	.1806	.2093	.2011
Na	234					
K	1.6740					
Rb	47					
Z	8.0000	X 6.0000	6.0000	6.0000	6.0000	6.0000
Y	6.0455	B 4.3182	3.9165	3.8886	3.9322	3.9940
X	1.7180	A 5.5198	6.1576	6.2213	6.1507	6.0128
Almandin		70.2	74.3	74.3	74.7	73.3
Grossular		-	3.0	2.9	3.4	3.4
Andradit		3.4				
Pyrop		15.8	13.8	16.2	15.9	12.8
Spessartin		10.6	8.9	6.6	6.0	10.5

Den mittleren Oxidgehalten metapelitischer Gesteine, die bei WEDEPOHL et al. (1969) aufgeführt sind, entspricht am besten Probe E 48 (Tab. 7-2). Probe E 53 ist für einen Metapelit etwas zu SiO_2 -reich und Al_2O_3 -arm, erfüllt jedoch die Kriterien, die CHINNER (1960) für solche Gesteine angibt. Pelite haben demnach mehr K_2O als Na_2O , ein hohes $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis und wenig CaO und MgO . Auch die Li- und Rb-Werte der Proben E 48, E 53 und E 70.2 stimmen gut mit den Mittelwerten von Tonschiefern - Li 66 ppm, Rb 148 ppm - (WEDEPOHL, 1967, aus BRINKMANN III, 1967) überein. E 70.1 und E 70.2, die aus einem leukokrat/melanokrat gebänderten Bereich des Gneises stammen, haben die Zusammensetzung von aplitischem Granit, bzw. von quarzreichem Biotit-Plagioklas-Gneis.

Hohe Graphit- und Magnetkiesgehalte, die für den Gneis kennzeichnend sind, weisen auf Sedimentation unter euxinischen Bedingungen hin. Sieht man von E 70.1 ab, so ergibt sich als Ausgangsmaterial des Gesteins ein sapropelitisches Sediment mit wechselndem Psammitanteil. Die Oxidationszahlen der Gneisproben sind nieder, sie liegen in der gleichen Größenordnung wie jene, die MIYASHIRO (1964) für pelitische Gneise des Abukuma-Plateaus angibt. Im Einklang mit niederen Oxidationszahlen steht die Anwesenheit von Magnetit im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis (CHINNER 1960).

Der MnO-Gehalt des almandinreichen Granats E 48 (Tab.7-3) scheint bei normalem CaO-Gehalt, innerhalb der vorliegenden Paragenese mit Sillimanit, sehr hoch zu sein. Ca/Mn-Verhält-

nisse von Granaten aus entsprechenden Paragenesen, die SEN & CHAKRABORTY (1968) aufführen, sind mit Ausnahmen wesentlich höher als 0.32-0.57, Werte die sich für Granat E 48B ergeben. Hohe MnO-Gehalte kennzeichnen i.a. die Pyralspite einer Faziesserie mit geringem Druckgradienten, wie sie z.B. im Abukuma-Plateau verwirklicht ist (WINKLER 1967). Eine weitere Erklärung bieten der Graphitgehalt und die Karbonateinschlüsse des Gneises. Der Sauerstoffpartialdruck eines graphitführenden Gesteins ist im wesentlichen eine divariante Funktion von Temperatur und CO₂-Druck (MIYASHIRO 1964)¹). Ein hoher Oxidationsgrad in graphitführenden Gneisen ist das Ergebnis niederer Temperaturen und/oder hoher CO₂-Drucke. Beteiligen sich Karbonate am Sediment, so steigt der CO₂-Druck. Das Gleichgewicht der Reaktion $C + (O_2) \rightleftharpoons (CO_2)$ wird nach links verschoben. Graphit bleibt erhalten und p_{O₂} ist groß. Almandin kann aber nur bei geringem p_{O₂} entstehen, dagegen vergrößert sich unter hohem p_{O₂} die Spessartinkomponente von Pyralspitgranaten. MnO-reicher Pyralspit, den MÜLLER & SCHNEIDER (1971) aus dem Stavanger-Gebiet beschreiben, tritt bei hohem Metamorphosegrad nur in Gesteinen auf, in denen Graphit aufgrund von karbonatischem CO₂ erhalten blieb. Fehlen Karbonate, dann verschwindet Graphit im Verlauf der Metamorphose völlig, da er mit dem Sauerstoff des Wassers CO₂ bildet.

¹) Im Gleichgewicht $C + (O_2) \rightleftharpoons (CO_2)$ wird p_{O₂} - wenn die Temperatur konstant ist - durch p_{CO₂} kontrolliert. Dagegen ist im Wassergleichgewicht $(H_2O) \rightleftharpoons (H_2) + 1/2(O_2)$ p_{O₂} bei konstanter Temperatur von p_{H₂O} und p_{H₂} abhängig. Die Kontrollfunktion dieser Reaktion für p_{O₂} ist deshalb geringer.

Wie die Abbildung 7-1 zeigt, steigt MnO in Granat E 48B zwischen Kern und Rand an, während FeO und MgO abnehmen. In Pyralspiten, die während der prograden Metamorphose gebildet wurden, wie sie z.B. BLÜMEL (1970) aus Glimmerschiefern des Hinteren Bayerischen Waldes beschreibt, sollten sich MnO und FeO gerade umgekehrt verhalten. Ansteigender Sauerstoffpartialdruck während der prograden Metamorphose des graphitführenden Gneises, als mögliche Folge von Karbonat-Silikat-Reaktionen, könnte zu einem Zonarbau führen wie ihn Granat E 48B zeigt. Wahrscheinlicher ist die Bildung des Granats unter retrograden Bedingungen; p_{O_2} steigt an, während p_1 kleiner wird, was auch das Absinken der Pyropkomponente zum Rand hin erklären würde.

Biotit E 48 gehört nach der Einteilung FOSTERS (1960) (Abb. 7-2) ins Feld der Fe^{2+} -Biotite. Bemerkenswert hoch ist der Ersatz von $3(Mg,Fe)$ durch $2(Al,Fe^{3+})$.

7.2. Metamorphose

Die Paragenesen des Metapelits zeigt das AFM-Dreieck (Abb. 7-3). Dargestellt sind die Proben E 48 und E 53, sowie Biotit E 48 und Granat E 48A und E 48B (Cordierit ist nicht analysiert). Außer Kalifeldspat (Projektionspunkt) gehören in die Paragenesen noch Plagioklas und Quarz. Die Frage, ob Cordierit oder Granat mit Biotit und Sillimanit koexistiert, ist dieser Darstellung zufolge vom Chemismus der Gesteine abhängig. Im Einklang damit steht die Dünnschliffbeobachtung, daß partienweise nur Cordierit oder nur Granat auftritt.

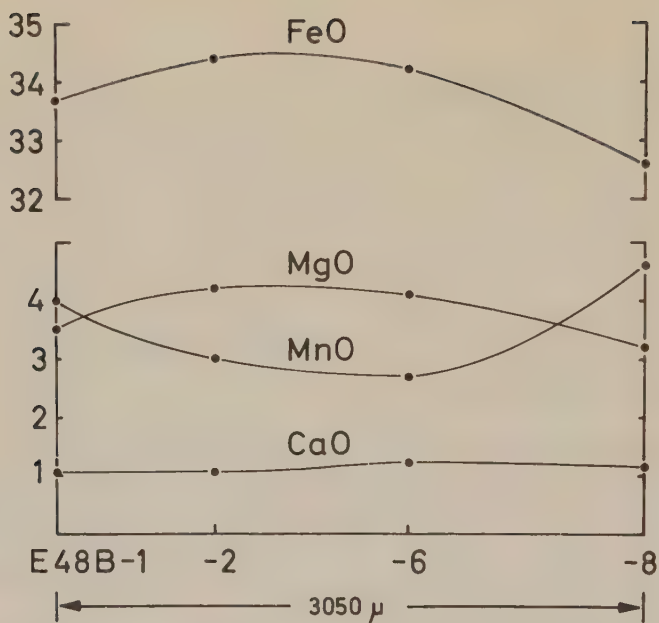


Abb. 7-1 Oxidverteilung in Granat E 48B, migmatischer Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis

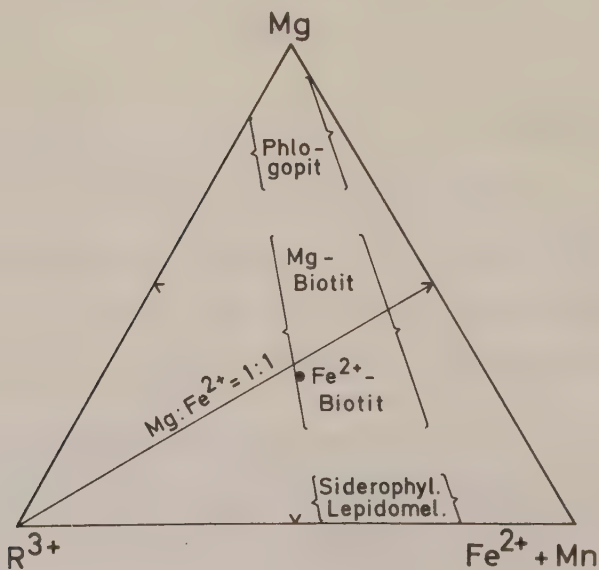


Abb. 7-2 Biotit E 48 im Dreieck R^{3+} -Mg-(Fe^{2+} +Mn).
Nach FOSTER aus MATEJOVSKA (1970)

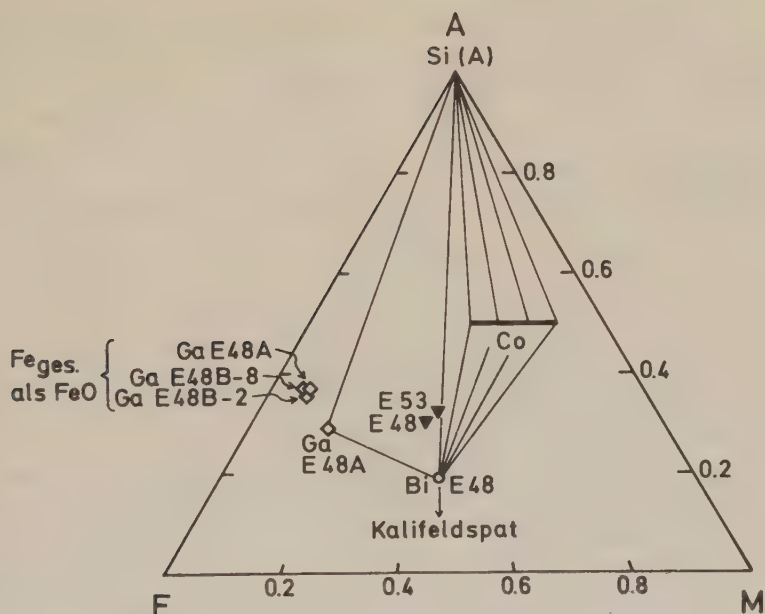


Abb. 7-3 Die Paragenese des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises im AFM-Dreieck. Cordierit ist nicht analysiert.

Zur Abschätzung von PT-Bedingungen während der Metamorphose können Granatchemismus und Elementverteilung zwischen Biotit und Granat herangezogen werden. Nach STURT (1962) ist das $MgO + FeO / CaO + MnO$ - und das a_0/n -Verhältnis von Granaten pelitischer Gesteine vom Grad der Metamorphose abhängig. In Abbildung 7-4 und 7-5 sind diese Verhältnisse für Granate aus den Barrow'schen Zonen und aus Granuliten der Adirondacks dargestellt. Neben Granat E 48A und E 48B sind Mikrosondenanalysen von Granaten aus den Hangendserien des ostbayerischen Moldanubikums eingetragen (BLÜMEL, 1970, die Werte sind einer graphi-

schen Darstellung entnommen). Der Kern von E 48B würde demnach etwa in die Staurolith- bis Disthen-Zone fallen, während der Rand aufgrund des höheren MnO-Gehaltes in die Granat-Zone gehört. Berücksichtigt man die Erhöhung der Spessartinkomponente durch den, für das höchstgradige metamorphe Stadium des Gneises vermutlich zu hohen O_2 -Druck, dann könnte der Kern des Granats E 48B auch in der Granulitfazies, bzw. unter denselben Bedingungen wie BLÜMELs Granat Nr. 5 entstanden sein. Der Metatexit, dem dieser Granat entstammt, ist graphitfrei.

Die Werte $a_o/n = 6.346$ und $CaO = 1.15$ Gew.%, verweisen Granat E 48A in Paragenesen mit Biotit + Sillimanit + Granat (Abb. 7-5).

Biotit E 48 nimmt in der Darstellung YODERS (aus CHINNER, 1960) (Abb. 7-6) aufgrund des hohen Si-Wertes eine extreme Lage ein. Die Richtigkeit der chemischen Analyse vorausgesetzt, gleichen Biotit E 48 noch am ehesten Biotite aus der Granat- und Staurolith-Zone und aus MIYASHIROs (1953) Zone IV, sowie aus Pegmatiten. Da Biotite aus der Granat- und Staurolith-Zone über einen weiten Bereich variieren, sagt das Diagramm bezüglich der Metamorphose wenig aus. Bemerkenswert erscheint, daß neben Biotit (Abb. 7-6) auch der Granat aus Gestein Nr. AM 491115-35 (MIYASHIRO, 1953) (Abb. 7-7, y-y') gut mit dem gleichen Mineral der Probe E 48 übereinstimmt. Abbildung 7-7 zufolge würde das Mineralpaar Granat-Biotit E 48 unter den metamorphen Bedingungen der Barrow-Zone etwa in der Staurolith-Zone liegen, während sich für den Abukuma-Typ eine Einstufung in die höchstmetamorphe Zone IV (MIYASHIRO), ent-

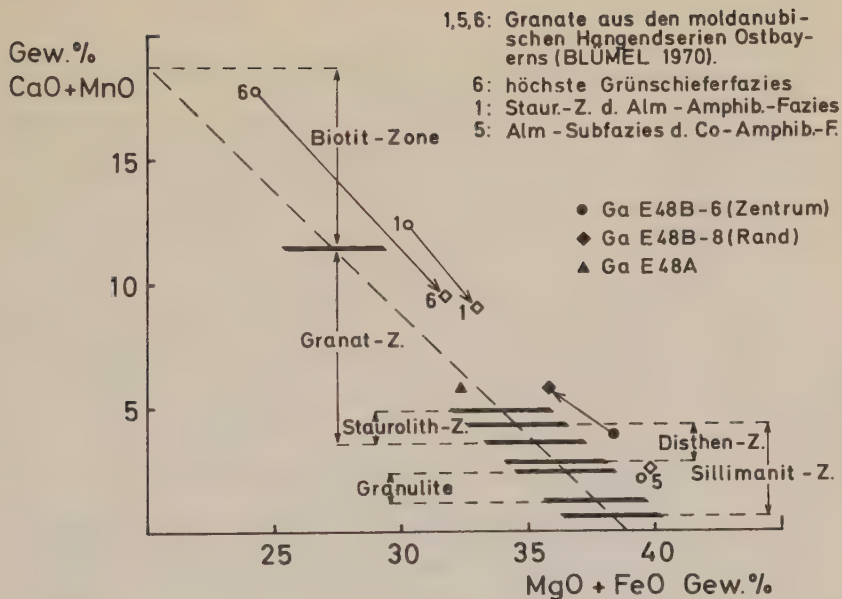


Abb. 7-4 Das Verhältnis $(\text{CaO}+\text{MnO}):(\text{MgO}+\text{FeO})$ in Pyralspiten aus den moldanubischen Hangendserien Ostbayerns und aus dem migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis der Donauleite. Nach STURT (1962)

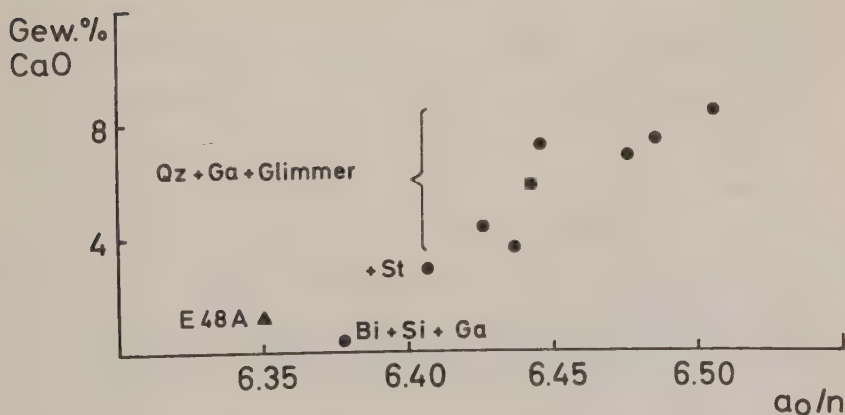
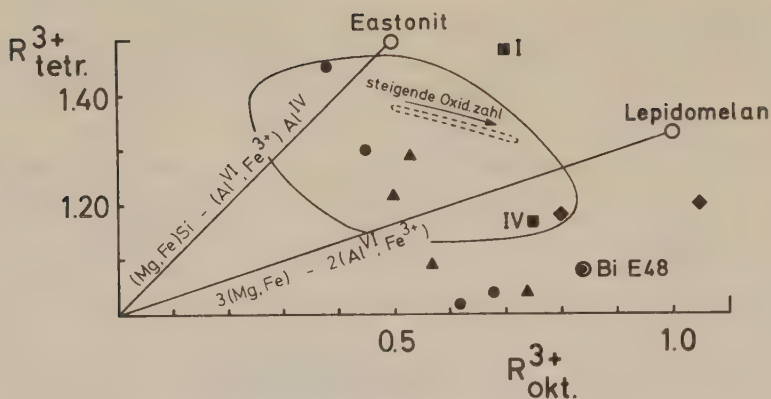


Abb. 7-5 CaO zu a_0/n -Verhältnis in Granaten pelitischer Gneise und in Granat E 48A. Nach STURT (1962)



- Sillimanit-Zone, SEN & CHAKRABORTY (1968)
- Sillimanit-Zone, CHINNER (1960)
- Stauroolith-Zone, SEN & CHAKRABORTY (1968), WENK et al. (1963), DEER et al. (1962)
- ▲ Granat-Zone, SEN & CHAKRABORTY (1968), DEER et al. (1962)
- ◆ Pegmatit, WENK et al. (1963)
- Zone I und IV, MIYASHIRO (1953)

Abb. 7-6 Biotit-Diagramm. Nach YODER, aus CHINNER (1960)

sprechend der Si + Co + Ms (bis Kf) + Alm -Subfazies (WINKLER) ergibt. Verglichen mit Metamorphiten der Adirondacks, liegt E 48 näher der Amphibolit- als der Granulitfazies.

Das Mineralpaar y-y' entstammt einem mittelkörnigen Biotit-Gneis (MIYASHIRO 1953), mit der Paragenese Qz + Pg(An₃₀) + Bi + Ga + Ap + C. In der gleichen Zone treten in Gesteinen mit geeignetem Chemismus Sillimanit und Wollastonit auf. Die Paragenese läßt sich also in etwa mit der von Gneis E 48 vergleichen.

Verteilungskoeffizienten von Elementen zwischen koexistierenden Mineralen, als Gradmesser der Metamorphose, sind

weniger vom Chemismus der Gesteine abhängig als Indexminerale. SEN & CHAKRABORTY (1968) ermittelten, aufbauend auf Arbeiten von ALBEE (1965), KRETZ (1959, 1964), MUELLER (1961) u.a., eine Gleichung $-(\text{Ca/Mn})^{\text{Ga}} = -10.44 K_D + C$ in der das Ca/Mn-Verhältnis im Granat mit dem K_D -Wert ¹⁾ von Biotit und Granat korreliert wird. Die Größe C ist dabei ein Maß für die Stärke der Metamorphose. Die Gleichung gilt jedoch nur für Granate mit $0.4 < \text{Ca/Mn} < 3.5$. Für Granat E 48B-8 (Rand) wird $\text{Ca/Mn} = 0.32$. Für Granat E 48B-6 (Kern) wird $\text{Ca/Mn} = 0.57$ und $C = 3.53$, ein Wert der in die Lücke zwischen Staurolith-Zone (3.4) und Sillimanit-Zone (4.6) fällt. Fraglich ist auch, ob E 48B-6 mit Biotit E 48 koexistiert hat. Für das Granat-Biotit-Paar y-y' (Abukuma-Plateau) errechnet sich ein C-Wert von 3.66.

SAXENA (1968) ermittelt Granat-Biotit-Verteilungskoeffizienten über das Verhältnis von Fe/Fe+Mg im Granat und von Fe/Fe+Mg+Mn+Ti+Al^{IV} im Biotit. Granat-Biotit E 48 würde in diesem Diagramm näher an der Epidot-Amphibolit-Fazies und Sillimanit-Zone als an der Granulit- und oberen Amphibolitfazies liegen. An gleicher Stelle befände sich das Mineralpaar y-y'.

Der Vergleich von Granat und Biotit der Probe E 48 mit Granaten und Biotiten aus Metapeliten anderer metamorpher Gebiete zeigt, daß dieser Gneis unter metamorphen Bedingungen a. vom Barrow-Typ, etwa in die Staurolith-Zone,

$$1) \quad K_{D(\text{Mg-Fe})}^{\text{Ga-Bi}} = \frac{(\text{Mg/Fe})^{\text{Ga}}}{(\text{Mg/Fe})^{\text{Bi}}}$$

b. vom Abukuma-Typ, in die $\text{Co} + \text{Si} + \text{Ms} + \text{Alm}$ - bis
 $\text{Co} + \text{Si} + \text{Kf} + \text{Alm}$ -Subfazies der Cordierit-Amphibol-
litfazies

einzuordnen ist. Für Granat E 48B ergibt sich ein abnehmender Metamorphosegrad zwischen Kern und Rand.

Reliktischer Andalusit im Gneis E 48 belegt, wie auch Cordierit, eine Metamorphose, die sich unter relativ niederen Drucken (ähnlich Abukuma-Typ) vollzogen hat. Nach WINKLER (1967), müßte Andalusit aus der $\text{A} + \text{Co} + \text{Ms}$ -Subfazies, über die $\text{Si} + \text{Co} + \text{Ms}$ -Subfazies in die $\text{Si} + \text{Co} + \text{Or}$ -Subfazies übernommen worden sein.

Zur Ermittlung von PT-Werten können die Stabilität von Cordierit, Mn-reichem Almandin und Kalifeldspat, sowie die beginnende Anatexis herangezogen werden. Aus Abbildung 7-8 ergibt sich für Gneis E 48 ein Bildungsbereich von 3.5 bis 4.5 kb und 670 bis 690°C. Dabei ist die Verschiebung der Phasengrenze Cordierit / Cordierit + Almandin zu niederen Drucken mit Einbau von Spessartin-Komponente in Almandin (HIRSCHBERG & WINKLER 1968) berücksichtigt. HESS (1969) gibt für die Paragenesen $\text{Co} + \text{Bi} + \text{Si} + \text{Kf}$ und $\text{Ga} + \text{Bi} + \text{Si} + \text{Kf}$ bei beginnender Anatexis Werte von etwa 4.3 kb und 690°C an. Legt man die von RICHARDSON et al. (1969) ermittelte Andalusit / Sillimanit -Phasengrenze zugrunde, dann scheint die häufige Anwesenheit von Andalusit in migmatischen Metapeliten (die auch BERNER, 1971, vom Donauufer östlich von Passau beschreibt) nicht ungewöhnlich zu sein.

Während die Proben E 48 und E 53 außer leukokraten "Augen"

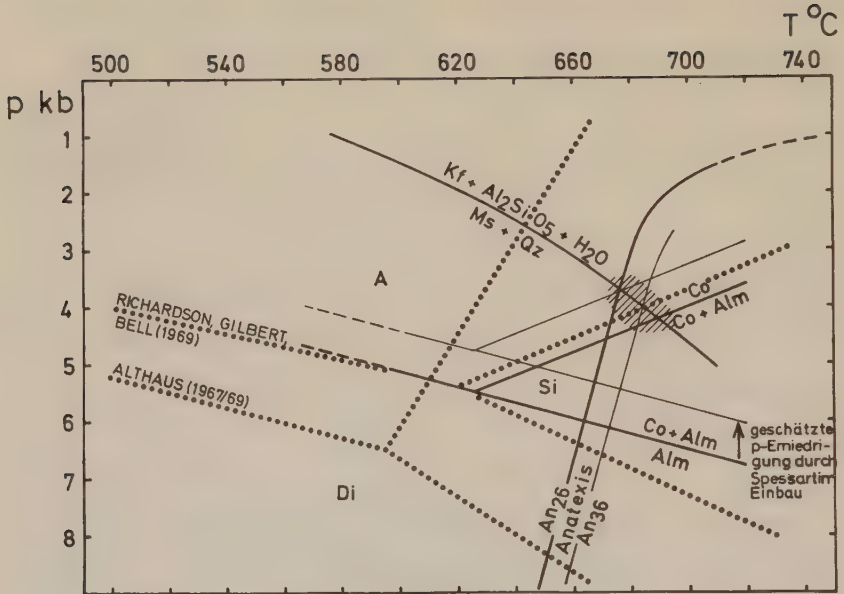


Abb. 7-8 PT-Diagramm von Mineralreaktionen die eine Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen erlauben, die während der höchstgradigen Metamorphose im migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis geherrscht haben. Nach WINKLER (1970) und HIRSCHBERG & WINKLER (1968)

keine Auswirkungen der Anatexis zeigen, scheint der Gneis der Proben E 70.1 und E 70.2 ein echter Migmatit zu sein. Wie Schliff und chemische Analyse (Tab. 7-2) erkennen lassen, ist das "Melanosom" jedoch ein Biotit-Plagioklas-Gneis und das Leukosom ein aplitischer Granit. Die Stoffsonderung eines Gneises vom Typ E 48 konnte anhand dieser Probe also nicht bewiesen werden. Dies widerlegt aber nicht die beginnende Anatexis des Gesteins und die Annahme, daß E 70.1 ein Aufschmelzprodukt des Gneises darstellt. Aus Syntheseversu-

chen im System Ab/An-Or-Qz (WINKLER 1967), sind die Zusammensetzungen eutektischer Schmelzen bekannt, die bei verschiedenen Ab/An-Verhältnissen der Plagioklase entstehen. Für Ab/An = 2.9, gibt WINKLER folgende Werte an:

P_{H_2O}	Qz	: Ab	: Or	$T^{\circ}C$
2 kb	44	19	37	695
4 kb	39	25	36	670
7 kb	31	35	34	655

Die entsprechenden Werte der Probe E 70.1, mit Ab/An = 2.8, betragen 43.5 26.3 30.2, sie ist damit der bei 4 kb und $670^{\circ}C$ entstandenen Schmelze noch am besten vergleichbar. Pegmatoid E 49 (Tab. 7-2), mit Ab/An = 1.5, hat ein normatives Qz : Ab : Or -Verhältnis von 44.2 : 18.1 : 37.7. Dem kommt die bei 2 kb[†] gebildete Schmelze (Ab/An = 1.8) mit 45 : 15 : 40 ziemlich nah (WINKLER 1967; experimentelle Untersuchungen bei höheren Drucken, bzw. mit Ab/An = 1.5 liegen nicht vor).

Faßt man zusammen, so lassen sich aus der geochemischen und petrologischen Untersuchung des migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneises folgende Schlüsse ziehen:

Ausgangsmaterial des Gneises war ein sapropelitisches Sediment mit psammitischen Einschaltungen, das unter euxinischen Bedingungen abgelagert wurde. Graphit blieb vermutlich durch die Anwesenheit von karbonatischem CO_2 über alle Metamorphosestadien erhalten. Die Zonierung des Granats entspricht einem Wachstum unter rückläufigen PT-Bedingungen, der relativ hohe MnO-Gehalt des Pyralspits erfordert allgemein

[†]) $T = 705^{\circ}C$

niedere Drucke. Sowohl MnO-Gehalt als auch die Art der Zonierung können von Graphit mitbeeinflusst worden sein. Die Elementverteilung in Granat und Biotit zeigt gute Übereinstimmung mit einem Granat-Biotit-Paar aus dem Gosaisyo-Takanuki-Distrikt des Abukuma-Plateaus. In einem petrogenetischen Netz läßt sich mit Hilfe aller verfügbaren Daten für Gneis E 48 ein maximaler Druck von 4.5 kb bei einer Temperatur von 670-690°C ablesen. Das metamorphe Stadium entspricht der oberen Cordierit-Amphibolitfazies des Abukuma-Typs (WINKLER 1967), nach einer neueren Einteilung dem "high stage of metamorphism" (WINKLER 1970), da die Isograde "Kalifeldspat + Al_2SiO_5 in Gebieten mit migmatischen Gneisen" erreicht ist. Nach WINKLER erfordert dies PT-Werte von 3.5-4 kb und 625-675°C.

Für eine regionale Einstufung bietet sich ein Vergleich mit Metapeliten des Hinteren Bayerischen Waldes an, für die BLÜMEL (1970) eine metamorphe Zonenfolge aufstellte. Reliktischer Andalusit, Cordierit mit Biotit- und Sillimanit-Einschlüssen (= Cordierit 2, BLÜMEL) und die Art der Zonierung im Granat (= Granat 2, BLÜMEL) verlegen die Entstehung von Gneis E 48 in BLÜMELs Metamorphose 2 mit Faltung D 2. Die Sillimanit-Isograde, für die der Autor ein PT-Maximum von 4 kb und 680°C angibt, wurde damit in Richtung Gneis-Metatexite überschritten. Nicht verwirklicht ist an der Donau-leite BLÜMELs letzte metamorphe Stufe, die durch Neubildung von Cordierit("Hofcordierit") aus Pyralspit, durch Wachstum von Spinell und durch tektonoblastischen Sillimanit gekennzeichnet ist.

8. Metamorphite mit basaltischem, andesitischem und rhyolithischem Chemismus

Kennzeichnend für die Bunte Serie sind neben chemisch sehr variablen Metasedimenten, zahlreiche Einschaltungen bandförmiger Gneise von basaltischem bis rhyolithischem Chemismus. So beginnt am Trankreutbach, im Ostteil des bearbeiteten Gebietes, eine karbonatfreie Serie straff gebänderter Amphibolite, Orthogneise und Biotit-Plagioklas-Gneise, die bis Hamet nördlich von Obernzell zu verfolgen ist. Diese und ähnliche Serien gaben zur Vermutung Anlaß, sie seien metamorphe Äquivalente basischer bis saurer Effusivfolgen, vermischt mit sedimentärem Material (ZOUBEK 1968, mdl. Mittlg.). Aufgrund chemischer Kriterien stufte VOULTSIDIS (1973) die Amphibolite der Donauleite als quarztholeiitische Spätdifferentiate eines basaltischen Magmas ein.

Aneinandergrenzende basaltische und rhyolithische Effusiva sind aus Vulkangebieten bekannt. Sie entstehen ohne intermediäre Zwischenglieder durch fraktionierendes Schmelzen des gleichen Stammagmas, wobei Wassergehalt und Wasserverbrauch entscheiden, ob Rhyolith + Andesit oder Rhyolith + Tholeiit gebildet werden (YODER 1973).

Während der prograden Metamorphose muß P_{H_2O} in gebänderten Paragneis-Orthogneis-Serien, wie in jener vom Trankreutbach, klein gewesen sein. Es hätte sonst ein Stoffaustausch zwischen den chemisch unterschiedlichen Gesteinen stattfinden müssen.

Die Einstufung als "Orthogneis" erfolgte aufgrund folgender

Kriterien:

1. Im Unterschied zu den Paragneisen der Donauleite sind die Orthogneise homogen und zeigen keine graduellen Übergänge zum Nebengestein.
2. Reliktische Kalifeldspäte und Plagioklase können nach dem Albit-, Periklin- und nach dem Karlsbader- oder Roc-Tourné-Gesetz verzwillingt sein.
3. Der Chemismus weist die Gesteine als metamorphe Eruptiva aus, so ist z.B. der TiO_2 -Gehalt der Amphibolite für Paragneise zu hoch.

Im Folgenden sollen konkordante Orthogneise, die aufgrund ihrer Lagebeziehungen in einem einheitlichen Bildungszeitraum entstanden sind, insbesondere chemisch eingeordnet werden.

Tabelle 8-1: Petrographie konkordanter Orthogneise

Pr.Nr.	Paragenese	Korngröße, Gefüge Mindestgröße des Vorkommens in m	Nebengestein
a. rhyolithisch			
E 45	$\frac{Pg(Og)+Qz}{+Bi+Kf+Ap+Ga}$	mk, granoblast. 10 x 50	Migm. Ga-Co-Si-Gneis Kalksilikatfels
E 55	- " -	mk, gr.bl.	Migm. Ga-Co-Si-Gneis
E 56	- " -	2 x 100	Kalks.f. E 29, E 30 Marmor EM 57
E 47	$\frac{Pg(Og)+Qz+Kf}{+Bi+Ap+Ga}$	mk, gr.bl. 1 x 10	Migm. Ga-Co-Si-Gneis
E 51	- " -	mk, gr.bl. 1 x 5	- " -
E 52	- " -	- " -	- " -
E 59	- " -	fk, mylonitisch 0.5 x 2	Marmor EM 58
E 60	- " -	fk, mylon. 2 x 10	- " -

Tabelle 8-1: Fortsetzung

Pr.Nr.	Paragenese	Korngröße, Gefüge Mindestgröße des Vorkommens in m	Nebengestein
b. andesitisch			
E 71	$\text{Pg}(\text{An}_{70}) + \text{Bi} + \text{Hb}$ $+ \text{Qz} + \text{Ap} + \text{Ez}$	fk, gr.bl. 25 x 750	Migm. Ga-Co-Si-Gneis Marm.-Kalks.f.-O'Gneis (B)
E 72	$\text{Pg}(\text{An}_{40})$ - " -	- " -	- " -
E 77	$\text{Pg}(\text{An}_{30})$ - " -	mk, gr.bl. 2 x 3	Trankreuthbach-Serie (Amphibolit, Orthogneis, Paragneis)
c. basaltisch			
E 76	$\text{Pg}(\text{An}_{70}) + \text{Hb}$ $+ \text{Qz} + \text{Bt} + \text{Ap} + \text{Ez}$	mk, gr.bl. 2 x 4	- " -
E 46	$\text{Pg}(\text{An}_{88})$ -"-	mk, gr.bl. 1 x 4	Migm. Ga-Co-Si-Gneis Kalks.f.
E 73	$\text{Pg}(\text{An}_{30})$ -"-	mk, gr.bl. 5 x 200	E 71, E 72
E 74	$\text{Pg}(\text{An}_{80})$ -"-	mk, gr.bl. 1 x 7	E 51, E 52

Tabelle 8-2: Modalanalysen der Orthogneise

Pr.Nr.	E 45	E 55	E 56	E 47	E 51	E 52	E 59
Pg	51.8	50.3	54.2	18.6	28.5	18.2	56.1
Kf	2.5	3.3	6.5	34.6	37.7	32.4	20.7
Qz	31.6	38.9	32.0	26.5	26.4	30.5	21.0
My	.1	-	.7	3.4	2.2	4.0	-
Bi	10.3	6.5	6.0	11.7	.7	10.9	-
Ms	2.5	.7	-	4.8	4.1	3.5	-
Akz	1.2	.1	.6	.4	.4	.5	2.2(Hb 1.6)
A	2.9	3.6	7.0	41.6	39.8	38.1	21.2
Q	36.8	42.0	34.5	33.9	29.0	38.2	21.5
P	60.3	54.4	58.5	24.5	31.2	23.7	57.4
Pr.Nr.	E 71	E 72	E 77	E 76	E 46	E 73	E 74
Pg	36.6	40.7	41.9	31.3	24.2	23.1	25.2
Qz	24.1	6.9	5.9	5.0	8.5	.4	6.8 ¹⁾
Bi	27.1	41.1	18.3	7.2	.8	3.8	1.0 Cc 2.5
Hb	10.3	6.2	28.9	43.4	61.7	65.9	63.0 Cl 3.1
Ap	.3	2.0	1.6	5.3	.5	.8	.5
Ti	.1	.3	-	1.9	-	1.4	.1 ²⁾
Ez	1.2	2.5	3.4	.3 ¹⁾	4.3	3.6	3.4 Kf 0.5
Akz	.3	.3	-	5.6 ¹⁾	-	1.0 ²⁾	- Cl 0.5
A						2.1	
Q	39.7	14.5	12.3	13.8	26.0	1.7	21.2
P	60.3	85.5	87.7	86.2	74.0	96.2	78.8

Tabelle 8-3: Chemische Analysen der Orthogneise

Pr.Nr.	E 45	E 55	E 56	E 47	E 51	E 52	E 59	E 60
SiO ₂	71.00	73.10	72.04	71.01	73.25	73.31	74.65	74.20
TiO ₂	.28	.26	.19	.41	.07	.37	.05	.22
Al ₂ O ₃	15.52	15.02	15.65	14.84	15.04	14.00	14.78	13.79
Fe ₂ O ₃	.12	-	-	.13	-	.08	-	.15
FeO	1.88	1.31	1.27	1.97	.38	1.68	.41	.87
MnO	.05	.01	.01	.02	.02	.03	.03	.02
MgO	.90	1.06	.96	.55	.03	.50	.19	.43
CaO	2.38	2.52	2.79	1.53	1.41	1.37	1.30	1.52
Na ₂ O	4.49	4.33	4.52	2.71	3.44	2.81	5.88	2.98
K ₂ O	1.34	1.53	1.54	5.78	5.04	5.39	2.93	5.32
P ₂ O ₅	.06	.09	.08	.24	.06	.08	.04	.05
Summe	98.02	99.23	99.05	99.19	98.74	99.62	100.26	99.55
Li (ppm)	16	16	15	20	6	12	8	11
Rb (ppm)	47	50	48	265	120	191	81	193

CIPW - Norm

qz	32.16	34.38	31.77	28.42	30.83	31.78	26.18	32.28
or	7.91	9.02	9.07	34.12	29.77	31.83	17.31	31.39
ab	37.96	36.60	38.22	22.91	29.05	23.75	49.70	25.17
an	11.43	11.93	13.35	6.09	6.70	6.41	5.29	7.26
c	2.50	1.88	1.66	1.90	1.51	1.23	-	.48
en	2.24	2.63	2.39	1.37	.07	1.24	.31	1.07
fs	2.98	1.99	2.03	2.86	.61	2.46	.49	1.14
di	-	-	-	-	-	-	.79	-
il	.53	.49	.36	.78	.13	.70	.09	.41
mt	.17	-	-	.19	-	.12	-	-
ap	.13	.20	.18	.54	.13	.18	.08	.11
Pg _{norm}	An 22.4	23.5	24.8	20.0	17.9	20.3	9.1	21.4
ab/an	3.3	3.1	2.9	3.8	4.3	3.7	9.4	3.5
A	8.84	9.81	9.82	37.27	30.90	33.95	17.58	32.66
Q	35.95	37.40	34.38	31.05	32.00	33.89	26.58	33.59
P	55.21	52.79	55.80	31.68	37.10	32.16	55.84	33.74
Q	41.21	42.98	40.18	33.26	34.39	36.38	28.09	36.34
Or	10.14	11.27	11.47	39.93	33.21	36.43	18.58	35.33
Ab	48.65	45.75	48.34	26.81	32.40	27.18	53.33	28.33

Tabelle 8-3: Fortsetzung

Pr.Nr.	E 71	E 72	E 77	E 76	E 46	E 73	E 74
SiO ₂	60.90	53.04	50.50	48.92	48.33	46.04	49.04
TiO ₂	.68	1.70	2.34	1.03	2.31	3.19	2.37
Al ₂ O ₃	16.66	19.27	18.35	16.83	14.32	14.59	14.71
Fe ₂ O ₃	1.00	1.39	1.76	2.50	2.02	3.20	2.53
FeO	5.20	6.20	9.30	9.79	10.88	11.18	10.80
MnO	.12	.11	.17	.24	.25	.25	.23
MgO	3.96	3.53	2.87	6.23	6.61	6.53	6.31
CaO	7.03	6.24	6.97	11.33	10.37	10.30	10.90
Na ₂ O	.53	3.16	3.84	1.21	.61	2.05	.39
K ₂ O	2.30	2.66	1.34	.40	.42	1.07	.41
P ₂ O ₅	.18	.88	.71	.11	.35	.52	.33
Summe	98.56	98.18	98.15	98.59	96.27	98.92	98.02

Li (ppm)	-	n. b.	-		4	-	n. b.	-
Rb (ppm)					7			

CIPW - Norm

qz	24.76	3.62	.09	3.87	8.11	-	9.89
or	13.58	15.69	7.91	2.34	2.45	6.29	2.40
ab	4.46	26.69	32.46	10.23	5.14	17.30	3.25
an	34.32	28.21	28.90	39.29	35.10	27.48	37.21
c	.72	.87	-	-	-	-	-
en	9.86	8.79	6.60	12.03	13.21	6.74	12.33
fs	7.81	7.64	11.15	11.37	12.01	5.43	11.20
di	-	-	2.89	13.69	12.55	18.06	13.04
il	1.29	3.22	4.44	1.95	4.39	6.06	4.50
mt	1.45	2.02	2.55	3.61	2.93	4.64	3.67
ap	.29	1.43	1.16	.17	.56	.85	.54
Pg _{norm}	An				ol	6.08	
	87.9	49.9	45.6	78.3	90.7	59.9	91.5
en/fs	1.66	1.51	.78	1.39	1.45	1.63	1.45
A	17.61	21.14	11.41	4.20	4.58	12.32	4.55
Q	32.10	4.88	.13	6.94	16.00	-	18.75
P	50.29	73.98	88.46	88.86	79.47	87.68	76.70

Tabelle 8-4: Chemische Analysen von Plagioklas und Hornblende des Amphibolits E 46

Pr.Nr.	E 46	E 46	E 46		E 46	
Mineral	By	Hb	By		Hb	
SiO ₂	45.88	45.14	Summe auf der Basis von			
TiO ₂	.02	1.49	32 0		23 0	
Al ₂ O ₃	33.87	9.59	Si	8.4951	6.7433	
Fe ₂ O ₃	23	3.62	Al	7.3897	1.2567	
FeO		15.18	Al		.4311	
MnO		.30	Ti ³⁺	22	.1669	
MgO	-	10.48	Fe ³⁺	311	.4065	
CaO	18.26	9.96	Mg ²⁺		2.3321	
Na ₂ O	1.32	.92	Fe ²⁺		1.8960	
K ₂ O	.15	.48	Mn		.377	
Summe	99.73	97.16	Na	.4726	.2656	
Ox.Z.		32.3	Ca	3.6209	1.5936	
			K	345	906	
			Z	15.8848	Z	8.0000
			X	4.1613	Y	5.2703
					X	1.9498
			Mol% Ab	11.5		
			An	87.7		
			Or	.8		
					100Mg	49.9
					Mg+ΣFe+Mn	

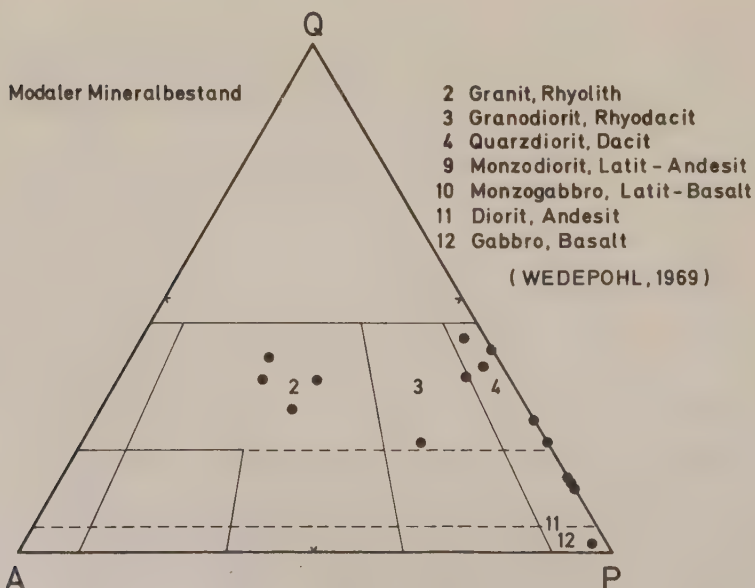


Abb. 8-1 Darstellung der Orthogneise im QAP-Dreieck

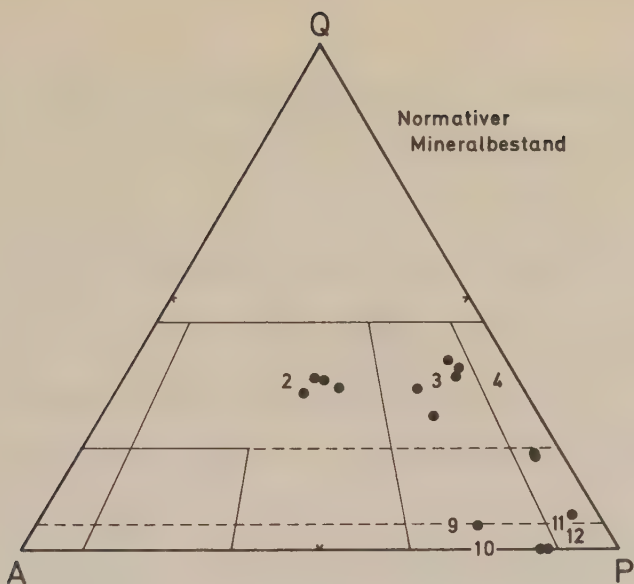
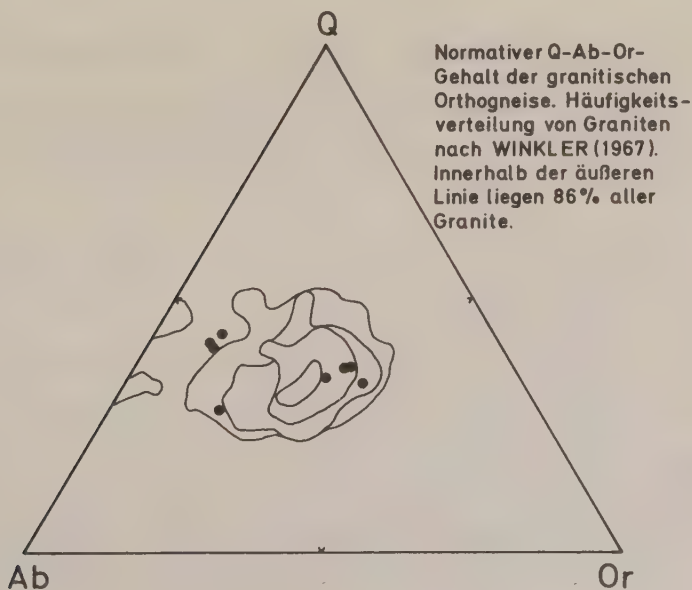


Abb. 8-2, 8-3 Darstellung der Orthogneise im QAP- und Q-Ab-Or -Dreieck (Erläuterungen, s. Abb. 8-1)



Nach dem modalen und normativen Mineralbestand (Tab. 8-2, 8-3) liegen die Orthogneise im Bereich von Gabbros (Basalten) bis Graniten (Rhyolithen) (Abb. 8-1, -2, -3).

Der Chemismus (Tab. 8-3) der Proben E 46, E 73, E 74 und E 76 ist gabbroid (tholeiitisch) (WEDEPOHL 1969). Dioritischen (andesitischen) Chemismus haben die Proben E 71, E 72 und E 77 und granitisch (rhyolithisch) sind die Orthogneise E 47, E 51, E 52, E 60 und E 59, der letzte jedoch mit einem für Granite sehr hohen Na_2O - und niederen K_2O -Gehalt. E 45 und E 55, E 56 haben ein dioritisches (andesitisches) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis, für Diorite sind jedoch die FeO -, MgO - und CaO -Werte zu gering und der SiO_2 -Gehalt ist zu groß.

Die Abweichungen einzelner Gesteine von den Normalwerten, besonders in den Alkaligehalten, zeigen Wiederholungen, die eine zufällige Entstehung unwahrscheinlich machen. So haben die Amphibolite E 46 und E 74 einen sehr ähnlichen Chemismus, vor allem einen für Basalte sehr niederen Na_2O -Gehalt, obwohl beide Linsen durch 200 m migmatischen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis und eine horizontale Entfernung von 350 m getrennt sind. Gleichen Chemismus haben auch die Na_2O -reichen und K_2O -armen Proben E 45 und E 55, E 56, zwischen denen 150 m des gleichen Gneises liegen.

Im Alk-FeO-MgO -Dreieck (Abb. 8-4) sind neben den Orthogneisanalysen Bereiche eingetragen, in denen die von VOULTSIDIS (1973) analysierten Amphibolite des nördlichen Donauufers liegen, ferner ist der vom gleichen Autor ermittelte Differentiationstrend angegeben. Vorausgesetzt die "Ortho-

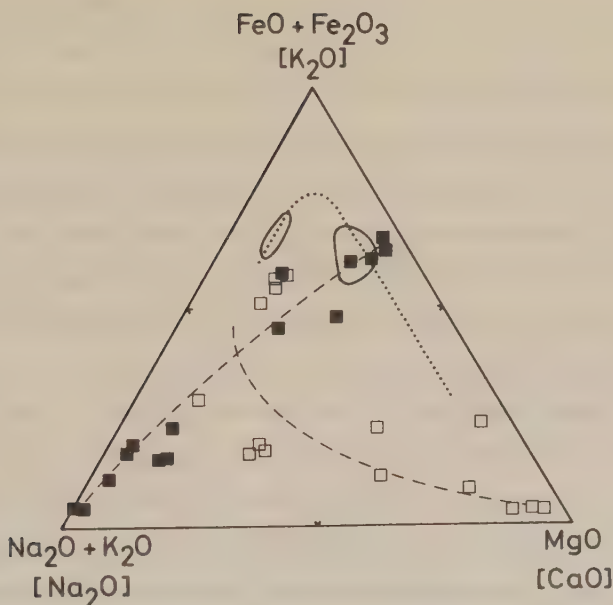


Abb. 8-4 Die Orthogneise der Donauleite im AFM-Dreieck (ausgefüllte Quadrate) und im $\text{CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ -Dreieck. Innerhalb der von durchgehenden Linien begrenzten Felder liegen Amphibolite der Donauleite (VOULTSIDIS 1973). Gestrichelte Linie: Differentiationstrend von Metabasalten des Bayerischen Waldes (VOULTSIDIS 1973)

gneise" der Donauleite sind Metabasalte bis Metarhyolithe und weit wichtiger, gehören in den gleichen Bildungszeitraum, so müßten sie als saure Differentiate des gleichen tholeiitischen Magmas aufgefaßt werden, das VOULTSIDIS (1973) postuliert. Im Vergleich zu bekannten Serien (NOCKOLDS & ALLEN 1953, 1954, 1956) liegen die granitischen Orthogneise zu nahe an der Alk-Ecke, da die Gesteine sehr wenig Eisen enthalten. Die Altersgleichheit der Orthogneise ist chemisch

nicht beweisbar, auch migmatischer Granit (E 70.1) kann ähnlich zusammengesetzt sein wie granitischer Orthogneis. Die enge Wechsellagerung von Amphiboliten und sauren Orthogneisen, wie sie am Trankreutbach vorliegt, macht das gleiche Alter zwar sehr wahrscheinlich, die hier aufgeführten Analysen granitischer Orthogesteine stammen jedoch nicht aus dieser Serie, sondern aus mächtigeren Einschaltungen der Paragneis-Serien. Sicher sind die Orthogneise älter als die diskordanten Granite und Quarzdiorite der variskischen Orogenese.

Der Stoffbestand der Orthogneise wurde während der Metamorphose nicht, oder nur unwesentlich verändert, so z.B. im Fall von Probe E 59, wo die Bildung von wenig Klinopyroxen anstelle von Biotit auf den benachbarten Marmor zurückgeführt werden kann. Granat in granitischen Gneisen zeigt hohen Druck verbunden mit niedrigerem p_{H_2O} oder auch nur einen geringen H_2O -Gehalt des Gesteins an. Die Amphibolite wurden entlang von Klüften geringfügig chloritisiert, in Probe E 76 sind Klüfte mit Apatit besetzt. Ein sekundärer Vorgang ist auch die Entstehung von Titanit aus Ilmenit.

9. Zusammenfassung

1. Para- und Orthogneise am Donauhang zwischen Erlau und Obernzell (Blatt Obernzell) können in ihrer Petrographie und Stratigraphie mit Vorkommen von Bunter Serie im böhmischen Moldanubikum, u.a. mit dem von Český Krumlov (Krumau) verglichen werden. Dies folgt aus dem Vorhandensein einer amphibolitreichen Liegendserie (= Amphibolitforma-

tion der Bunten Serie, ZOUBEK 1965) an der Donauleite, die von karbonatreichen Serien (= karbonatführende Formation der Bunten Serie, ZOUBEK 1965) überlagert wird.

2. Unter den Metasedimenten überwiegen graphit- und magnetkiesführende, pelitische und psammitische Gneise, deren Ausgangsmaterial unter euxinischen Bedingungen sedimentiert wurde. Marmore und Kalksilikatgesteine beschränken sich im wesentlichen auf zwei Horizonte. Karbonatische Linsen von Dezimeter- bis Metergröße sind in den Paragneisen verbreitet. Nach dem Chemismus entstammen die Marmore nahezu reinen Kalken oder Dolomiten, die wenig Quarz und Tonminerale enthielten. Die Paragenese der Marmore, einschließlich jener mit Klinohumit, Phlogopit und Spinell, entstand regionalmetamorph und erfordert keine sekundären Zufuhren. Eine sedimentär angelegte Bänderung SiO_2 -freier und SiO_2 -haltiger Lagen blieb in den Dolomitmarmoren erhalten. Der Stoffaustausch zwischen Marmoren und ihrem Nebengestein wurde stark durch die Anwesenheit einer fluiden Phase beeinflusst. So blieben Kontaktreaktionen an der Grenze von Marmoren zu syngenetischen Metasedimenten weitgehend aus, während zwischen Marmoren und pegmatitischen Gesteinen zentimeterbreite Zonen mit Klinopyroxen, Skapolith und An-reichem Plagioklas entstanden. Die Gruppe der Kalksilikatgesteine umfaßt neben metamorphen Mergeln (Kalksilikatgneise bis Kalksilikatfelse) auch Skarne (Kalksilikatfelse), deren Entstehung z.T. auf anatektische Stoffzufuhren zurückgeführt wird.

Orthogesteine können in drei Gruppen mit unterschiedlichem Alter eingeteilt werden. Der ältesten Generation gehören konkordante, scharf begrenzte Amphibolite und saure bis intermediäre Orthogneise an, die besonders in der amphibolitreichen Liegendserie (Trankreutbach-Serie) vertreten sind und vermutlich aus Basalten und Rhyolithen bis Andesiten hervorgingen. Zur zweiten Generation zählen ebenfalls konkordante, aplitische Gesteine, die kontakt-metasomatische Veränderungen an Marmoren hervorriefen und wahrscheinlich zur Zeit der höchstgradigen Metamorphose intrudierten. Variskische Granite und Quarzdiiorite erweisen sich aufgrund ihrer diskordanten Lagerung als die jüngsten Orthogesteine.

3. Die Mineralparagenesen der Bunten Serie zwischen Erlau und Obernzell bildeten sich im Verlauf einer Regionalmetamorphose, die durch niedere bis mittlere Drucke gekennzeichnet war. Druckindikatoren sind neben Reliktmineralen der prograden Metamorphose, wie Andalusit und Zoisit, die während der höchstgradigen Metamorphose stabilen Minerale Cordierit und MnO-reicher Pyralspit. Auch die Art der Elementverteilung in koexistierendem Pyralspit und Biotit läßt auf niedere bis mittlere Drucke zur Zeit der Entstehung dieser Minerale schließen. Einen vorübergehenden Druckanstieg (? Pfahltektonik) macht die Reaktion
- $$\text{Anorthit} + \text{Klinopyroxen}_{ss} \longrightarrow \text{Granat}_{ss} + \text{Quarz}$$
- wahrscheinlich. Maximale Temperaturwerte liefern Zoisiteinschlüsse von Grossular-Mischkristallen, denn nach BOETTCHER (1970)

ist β -Zoisit bei $p_{H_2O} = 3$ kb nur bis $640^{\circ}C$ stabil. Die obere Stabilitätsgrenze des Fe^{3+} -haltigen α -Zoisits der Al-reichen Kalksilikatfelse dürfte rund $50^{\circ}C$ höher liegen. Auch die Paragenese Grossular + Quarz ist im reinen System unter $p_{H_2O} = 3$ kb bis $640^{\circ}C$ stabil (NEWTON 1966). Bei höherer Temperatur tritt an ihre Stelle Anorthit + Wollastonit. Berücksichtigt man die beginnende Anatexis im Metapelit und die Stabilität von Kalifeldspat anstelle von Muskowit, so ergeben sich in einem petrogenetischen Netz als Höchstwerte der Metamorphose 3.5 - 4.5 kb und $670 - 690^{\circ}C$. Dies entspricht der oberen Cordierit-Amphibolitfazies des Abukuma-Typs der Regionalmetamorphose (WINKLER 1967), bzw. dem "high stage of metamorphism" (WINKLER 1970).

Unter ähnlichen Bedingungen entstanden Gneis-Metatexite südlich des Arbers (BLÜMEL 1970). Das letzte dort auftretende Metamorphosestadium, das durch Verdrängung von Almandin durch Cordierit ("Hofcordierit"), durch Neubildung von Spinell und tektonoblastischen Sillimanit gekennzeichnet ist, war an der Donauleite nicht verwirklicht.

U n t e r s u c h u n g s m e t h o d i k

Die analysierten Gesteine entstammen z.T. Sprengmaterial, das im Anstehenden max. 25 m^2 großen Arealen zugeordnet werden kann. Das Gewicht der Proben lag zwischen 0.5 und 10 kg. Es war von der Größe der Homogenitätsbereiche im Gestein abhängig. Wo es sinnvoll erschien (Kalksilikatgneis/pelitischer Gneis, Leukosom/Melanosom) wurden zentimeterdicke, homogene Lagen mit der Säge getrennt und einzeln analysiert.

Nach Zerkleinerung der Proben im Backenbrecher wurden mit Hilfe eines Probenteilers 100 g-Mengen gewonnen, wovon die Hälfte nach einminütigem Mahlen in der Widiamühle als Ausgangsmaterial für chemische Analysen Verwendung fand. Für die Mineraltrennung wurde das dem Backenbrecher entnommene Material zunächst gesiebt und geschlämmt. Je nach Korngröße und Verwachsungsart der zu gewinnenden Minerale dienten Siebfractionen zwischen 45 und 125μ als Grundsubstanz des anschließenden Trennungsganges. Neben Magnetscheider und Schwereflüssigkeiten (Tetrabromäthan, Clerici-Lösung) war das Stereomikroskop Hilfsmittel bei der Mineralanreicherung. Der Fremdmineralanteil der Konzentrate lag i.a. unter 2 Vol.%. Wie die MgO-Gehalte einiger Plagioklase jedoch zeigen, konnten Körner mit Verwachsungen nicht immer restlos beseitigt werden.

Zur röntgenspektrometrischen Bestimmung der Elemente Si, Al, Ca, Ti, Mn und ges.Fe als Fe^{3+} wurden 0.8 g der mit 0.48 g innerem Standard ($57 \text{ SrCO}_3 + 2 \text{ Sc}_2\text{O}_3 + 1 \text{ Sm}_2\text{O}_3$) und 2.4 g LiB_4O_7 versetzten Probensubstanz geschmolzen, gemahlen und anschließend zu Tabletten gepreßt (Bindemittel: 5 Tropfen Moviol-

lösung). Als Referenzproben, auch für naßchemische Bestimmungen, dienten nach den gleichen Aufschlußverfahren hergestellte Tabletten bzw. Lösungen der internationalen Standards G-2, GSP-1, AGV-1, BCR-1, DTS-1, 1a, 76, 77 (U.S. Geological Survey), ZGI-KH, ZGI-TB (Zentrales Geologisches Institut Berlin, DDR). Das Element Mg wurde titrimetrisch, Fe^{2+} potentiometrisch, P und Fe^{3+} (z.T.) wurden photometrisch und Na, K, Li und Rb flammenphotometrisch bestimmt.

Die Ermittlung optisch nicht identifizierbarer Mineralphasen erfolgte mit dem Röntgendiffraktometer. Auch strukturelle Eigenschaften, wie Gitterkonstante (Granat, Spinell), Strukturtyp (Phlogopit) und Ordnungsgrad (Kalifeldspat, Graphit), konnten so festgestellt werden. Nach eigenen und nach den Untersuchungsergebnissen von VOULTSIDIS (1973) haben die Plagioklase im Arbeitsgebiet durchweg Tieftemperaturstruktur. Dies folgt für chemisch analysierte Plagioklase aus den Diagrammen BAMBAUERS et al. (1967). In Umkehrung des von den Autoren angewandten Verfahrens konnte deshalb bei bekanntem Strukturzustand der An-Gehalt von Plagioklasen bestimmt werden.

Optisch wurde der An-Gehalt der Plagioklase auch anhand der Wanderung von Flächenpolen, Zonenachsen und Kantennormalen bei festen Hauptschwingungsrichtungen nach BURRI et al. (1967) ermittelt. Lichtbrechungsbestimmungen wurden mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens durchgeführt.

P r o b e n l i s t e

Pr.Nr.	S.Nr.	Gestein	Fundpunkt	
			Bahn-km	Höhe(mNN)
EM 28	9301	Calcitmarmor	2.90	380
EM 57	99	- " -	1.47	403
EM 58	9212	- " -	2.58	330
EM 15	6906 6907a	Dolomitmarmor	2.17	470
EM 18	8245	- " -	3.22	360
EM 22	8632	- " -	2.79	390
EM 37	9300a	- " -	2.33	330
EM 63	9210	- " -	1.99	300
E 37	8825	Klinopyroxenfels	2.33	330
E 61	9221	- " -	1.97	300
E 37a	6913	Plagioklasfels	2.33	330
E 63	9219c	- " -	1.99	300
E 36	8835	- " -	2.58	430
E 29	6460	Al-reicher Kalksilikatfels	1.47	403
E 30	96	- " -	1.47	403
E 50	9190	- " -	1.45	403
E 34a	8805	Fe,Mg-reicher Kalksilikatfels	1.92	475
E 34b	9202	- " -	1.92	475
E 34c	6923	- " -	1.92	492
E 43a	8290.1	- " -	1.92	465
E 43b	8291	- " -	1.92	465
E 42a	8832	Kalksilikatfels	2.37	355
E 42b	8834	Kalksilikatgneis	2.37	355
E 42c	8816	Amphibolit	2.37	355
E 65a	9203	Biotit-Plagioklas-Gneis	3.10	410
E 65b	9211	Kalksilikatgneis	3.10	410
E 66a	9208a	Amphibolgneis	3.10	410
E 66b	9208b	Biotit-Plagioklas-Gneis	3.10	410
E 67	9209b	Kalksilikatfels	3.10	410

Pr.Nr.	S.Nr.	Gestein	Fundpunkt	
			Bahn-km	Höhe(mNN)
E 48	9192b	Migmatischer Ga-Co-Si-Gneis	1.39	370
E 53	9185	- " -	1.77	448
E 70.1	9303a	Aplitgranit	1.93	459
E 70.2	9303	Biotit-Plagioklas-Gneis	1.93	459
E 49	9186	Pegmatoid	1.45	403
E 45	9188	Meta-Rhyolith	1.40	305
E 47	9197	- " -	1.39	370
E 51	9189	- " -	1.81	475
E 52	9191	- " -	1.81	475
E 55	9193	- " -	1.50	405
E 56	9195	- " -	1.49	405
E 59	9213	- " -	2.58	330
E 60	9214	- " -	2.53	325
E 71	6940	Meta-Andesit	1.97	440
E 72	6895	- " -	2.28	479
E 77	8235	- " -	3.29	302
E 46	9183	Meta-Basalt	1.40	305
E 73	6929	- " -	1.78	428
E 74	6930	- " -	1.80	475
E 76	8225b	- " -	3.29	302

L i t e r a t u r v e r z e i c h n i s

- ALBEE, A.L.: Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages.-J.Geol. 73, 155-164, 1965
- AKELLA, J. & KENNEDY, G.C.: Studies on anorthite + diopside₅₀hedenbergite₅₀ at high pressures and temperatures.-Am.J.Sci. 270, 155-165, 1971
- ARNOLD, A.: Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikateinschlüsse.-Beitr.Geol.Karte d.Schweiz, NF 138, 1970
- ATHERTON, M.P.: The chemical significance of isogrades. In PITCHER, W.S. & FLINN, G.W., Controls of Metamorphism.-Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 1965
- BAMBAUER, H.U., CORLETT, M., EBERHARD, E. & VISWANATHAN, K.: Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods.-SMPM 47, 333-349, 1967
- BECKER, P. & HOSCHEK, G.: Experimentelle Bildung von Klinohumit.-N.Jb.Miner.Mh., 6, 281-287, 1973
- BEDER, R. & JAKOB, J.: Über einen Andesin von Alta Gracia, Provinz Córdoba, Argentinien.-SMPM 12, 247-255, 1932
- BERNER, D.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Grubweg und Erlau, Bl. Obernzell.-Dipl.Arb., München 1971
- BLÜMEL, P.: Die polymetamorphe Entwicklungsgeschichte der moldanubischen Hangendserien Ostbayerns.-Diss., München 1970
- Die Analyse von Kristallisation und Deformation einer metamorphen Zonenfolge im Moldanubikum von Lam-Bodenmais, E-Bayern.-N.Jb.Miner.Abh. 118, 74-96, 1972
- BOETTCHER, A.L.: The system $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures.-J.Petr. 11, 337-379, 1970
- CHATTERJEE, N.D.: Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular-andradite_{ss} + CO_2 + H_2O .-Contr.Mineral.Petrol. 14, 114-122, 1967
- CHINNER, G.A.: Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland.-J.Petr. 1, 178-217, 1960

- CHINNER, G.A.: The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus Scotland.-J.Petr.2,312-323,1961
- COOMBS, D.S., HORODYSKY, R.J. & NAILOR, R.S.: Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in northern Maine.-Am.J.Sci.268,142-156,1970
- DAVIS, G.L. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges und ihre geologische Deutung.-Geol.Rdsch.52,146-169,1962
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J.: Rock forming minerals.-Vol.1-4, Longmans, London 1963
- DIETRICH, R.V.: K-Feldspar structural states as petrogenetic indicators.-Norsk.Geol.Tidskr.42,394-414,1962
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.-Ber.geol.Ges.DDR,10,147-161,1965
- ENGEL, A.E.J. & HAVENS, R.G.: Mineralogy of amphibolite interlayers in the gneiss complex, NW Adirondack Mountains, New York.-J.Geol.72,131-156,1964
- ERNST, G.W.: Synthesis and stability of ferrotremolite.-Am.J.Sci.264,37-65,1966
- Amphiboles.-Springer Verlag,1968
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E.: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland.-J.Petr.1,337-363,1960
- FISCHER, G.: Moldanubicum in Bavaria.-Int.Geol.Congr.XXIII, Prag, Guide to the excursion C 35,1968
- FRENCH, B.E.: Some geological implications of equilibrium between graphite and a C-H-O gas phase at high temperatures and pressures.-Rev.Geophys.4,223-253,1966
- GINZBURG, I.V.: An attempt to rationalize the classification of natural pyroxenes of space group C2/c.-I.M.A. Sympos.1966, 212-221, London 1968
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins.-Am.Min.36, 884- 901,1951
- GORDON, T.M.: & GREENWOOD, H.J.: The stability of grossularite in H_2O - CO_2 -mixtures.-Am.Min.56,1675-1688,1971
- GRAUERT, B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA, G.: Age and origin of detrital zircons from the pre-permian basements of the Bohemian Massif and the Alps.-Contr.Miner.Petrol.40,105-130,1973

- v.GÜMBEL,C.W.: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges.-Gotha,1868
- v.GUTTENBERG,R.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Erlau und Obernzell, Bl.Obernzell.-Dipl.Arb.München 1969
- HENTSCHEL,H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien).-Min.Petr. Mitt.55,1-136,1943
- HESS,P.C.: The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks.Contr.Mineral.Petrol.24,191-207,1969
- HIETANEN,A.: Scapolite in the Belt-Series in the St.Joe-Clearwater region, Idaho.-G.S.A.Sp.Pap.86,1967
- Diopside and actinolite from skarn, Clearwater County, Idaho.-Am.Min.56,234-240,1971
- HIRSCHBERG,A. & WINKLER,H.G.F.: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose.-Contr.Mineral.Petrol.18,17-42,1968
- HOLDAWAY,M.J.: Hydrothermal stability of clinozoisite plus quartz.-Am.J.Sci.264,643-667,1966
- Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of f_{O_2} and Fe content.-Contr.Mineral.Petrol.37, 307-340,1972
- HUCKENHOLZ,H.G. & YODER,H.S.: Andradite stability relations in the $CaSiO_3$ - Fe_2O_3 join up to 30 kb.-N.Jb.Mineral. Abh.114,246-280,1971
- ISACHSEN,Y.W.: Origin of Anorthosite and related rocks.- N.Y.S.Mus. and Sci.Serv.,Mem.18,1969
- JENCEK,V. & VAJNER,V.: Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum.- Kryst.6,105-124,1968
- JOHANNES,W.: An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$.Am.J.Sci.267,1083-1104,1969
- & METZ,P.: Experimentelle Bestimmungen von Gleichgewichtsbeziehungen im System $MgO-CO_2-H_2O$.-N.Jb.Mineral.Mh. 15-26,1966
- & ORVILLE,P.M.: Zur Stabilität der Mineralparagenesen Muskowit + Calcit + Quarz, Zoisit + Muskowit + Quarz, Anorthit + K-Feldspat und Anorthit + Calcit.- Fortschr.Mineral.50,46-47,1972

- KRETZ, R.: Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals.- J.Geol.67,371-402,1959
- Analysis of equilibrium in garnet-biotite-sillimanite-gneisses from Quebec.-J.Petrol.5,1-20,1964
- LANDIS, C.A.: Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks.-Contr.Mineral.Petrol.30,34-45, 1971
- LEAKE, B.E.: A catalogue of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals.- Sp.Pap.geol.Soc.Am.98,1968
- LIU, J.G.: Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.-Am.Mineral.56,507-531,1971
- MAGNUSSON, N.H.: Die mittelschwedischen Skarnerze und ihre Skarnminerale.-Fortschr.Mineral.43,47-76,1966
- METZ, P.: Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von kieselig-dolomitischen Sedimenten.-Teil I:Contr.Mineral.Petrol.26,302-314,1970, Teil II:Contr.Mineral.Petrol.28,221-250,1970
- & TROMMSDORFF, V.: On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites.-Contr.Mineral.Petrol.18,305-309, 1968
- MATEJOVSKA, O.: Composition of coexisting garnet and biotite from some granulites of Moldanubicum, Czechoslovakia.- N.Jb.Mineral.Mh.249-263,1970
- MIYASHIRO, A.: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism.- Geoch.Cosmoch.Acta 4,179-208,1953
- Oxidation and reduction in the earth's crust with special reference to the role of graphite.-Geoch.Cosmoch.Acta 28,717-729,1964
- MOTTANA, M., CHURCH, W.R. & EDGAR, A.D.: Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe Austria).-Contr.Mineral.Petrol.18,338-346, 1968
- MUELLER, R.F.: Analysis of relation among Fe, Mg and Mn in certain metamorphic minerals.Geoch.Cosmoch.Acta 25, 267-296,1961

- MÜLLER, G. & SCHNEIDER, A.: Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks.-Contr.Mineral.Petrol.31,178-200. 1971
- MYER, G.H.: New data on zoisite and epidote.-
Am.J.Sci.264,364-385,1966
- NEMEC, D.: Beitrag zur geochemischen Typisierung vorvaristischer Skarngesteine der Böhmisches Masse.-
Chem.d.Erde 25,126-141,1966
- The miscibility of pyrospite and grandite molecules in garnets.-Min.Mag.36,389-402,1967
 - Chemische Zusammensetzung der Ca-Amphibole aus den regionalmetamorphen Skarnen Westmährens.-
N.Jb.Mineral.113,50-67,1970
- NEWTON, R.C.: The thermal stability of zoisite.-
J.Geol.73,431-441,1965
- Some calc-silicate equilibrium relations.-
Am.J.Sci.264,204-222,1966
- NITSCH, K.-H.: Die Niedrig-Temperaturgrenze des Anorthit-Stabilitätsfeldes.-Fortschr.Mineral.49,34-36,1971
- & STORRE, B.: Zur Stabilität von Margarit in H_2O-CO_2 -Gasgemischen.-Fortschr.Mineral.50,71-73,1972
 - & WINKLER, H.G.F.: Bildungsbedingungen von Epidot und Orthozoisit.-Beitr.Mineral.Petrog.11,470-486,1965
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R.: The geochemistry of some igneous rock series.
Part I, Geoch.Cosmoch.Acta 4,105-142,1953
" II, " 5,245-285,1954
" III, " 9,34-77,1956
- ORVILLE, P.M.: A model for metamorphic differentiation origin of thin layered amphibolites.-Am.J.Sci.267,64-86,1969
- PITCHER, W.S. & FLINN, G.W.: Controls of Metamorphism. Oliver and Boyd. Edinburgh and London, 1965
- ROBINSON, K., GIBBS, G.V. & RIBBE, P.H.: The crystal structures of the humite minerals. IV.Clinohumite and Titanoclinohumite.-Am.Min.58,43-49,1973
- SAXENA, S.K.: Crystal-chemical aspects of distribution of elements among certain coexisting rock-forming silicates.-N.Jb.Mineral.108,292-323,1968

- SCARFE, C.M. & WYLLIE, P.J.: Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis.-Nature 215, 945-946, 1967
- SCHREYER, W.: Das Moldanubikum um Vilshofen in Niederbayern.-Beih.Geol.Jb.49, 1962
- Metamorphose pelitischer Gesteine im Modellsystem $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.-Fortschr.Mineral.47, 124-165, 1970
- SEN, S.K. & CHAKRABORTY, K.R.: Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade.-N.Jb.Mineral.Abh.108, 181-207, 1968
- SHAW, D.M.: The geochemistry of scapolite. Part I, II.-J.Petrol.1, 218-285, 1960
- STORRE, B.: Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2-H_2O$.-Beitr.Mineral.Petrog.29, 145-162, 1970
- & NITSCH, K.-H.: Die Reaktion $2Zoisit + 1CO_2 = 3Anorthit + 1Calcit + 1H_2O$.-Contr.Mineral.Petrol.35, 1-10, 1972
- STRENS, R.G.J.: Reconnaissance of the prehnite stability field.-Min.Mag.36, 865-867, 1968
- STURT, B.A.: The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism.-J.Petrol.3, 181-191, 1962
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse.-Wien und Leipzig, 1903
- SVOBODA, J.: Regional geology of Czechoslovakia. Part I, The Bohemian Massif.-Prag 1966
- TROLL, G.: Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil.-Geol.Bav.58, 188S., 1967
- TROMMSDORFF, V.: Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon.-S.M.P.M.46, 431-460, 1966
- Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondroitin)-Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Lepontins.-S.M.P.M.46/2, 421-429, 1966
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology.-McGraw Hill Book Co., New York, 1960
- VEJNAR, Z.: Grundfragen des Moldanubikums in der Böhmisches Masse.-Geol.Rdsch.60, 1455-1465, 1971

- VOULTSIDIS, V.: Petrographische und geochemische Untersuchungen an Amphiboliten des Bayerischen Waldes. Ein Beitrag zur Klärung ihrer Genese.-Diss.Univ.München, 1973
- WEDEPOHL, K.H.: Handbook of Geochemistry. Vol. I, Vol. II-3, 9-K-4, Springer Verlag, 1969, 1972
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. & STERN, W.: Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen.-S.M.P.M. 43, 435-463, 1962
- WHITE, A.J.R.: Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites.-Am.Min. 49, 883-888, 1964
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag 1967
- Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isogrades in common rocks.-N.Jb.Mineral.Mh., 189-248, 1970
- YODER, H.S.: The $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ system and the related metamorphic facies.-Am.J.Sci. 569-627, 1952
- Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas.-Am.Min. 58, 153-171, 1973
 - & TILLEY, C.E.: Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J.Petrol. 3, 342-532, 1962
- ZOUBEK, V.: Das Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas.-Freib.Fh.C 190, 129-148, 1965

L e b e n s l a u f

Name : Reinhard Frhr. von Guttenberg

Geburtstag : 9. April 1941

Geburtsort : Nürnberg

Eltern : Rudolf Frhr. von Guttenberg, Kaufmann
Eleonore Frhr. von Guttenberg, geb. Kröck

Schulen : 1947 bis 1952 Volksschule Roßbach bei Neustadt/Aisch
1952 bis 1957 Oberrealschule Neustadt/Aisch
1957 bis 1961 Gisela-Oberrealschule München

Wehrdienst : Okt. 1961 bis Sept. 1963, Lehr-Btl. HOS III, München

Studium : WS 1963/64 bis SS 1969 Geologie an der Universität
München
Nov. 1965 Diplomgeologen-Vorprüfung
Juli 1969 Diplomgeologen-Hauptprüfung
Seit Herbst 1970 Arbeit an der Dissertation

Berufsweg : Aug. 1966 bis Okt. 1966 und März 1967 bis Sept. 1967
vollbeschäftigter Angestellter des Straßen- und
Wasserbauamtes Passau
Nov. 1967 bis Juni 1970 teilbeschäftigter Ange-
stellter des Straßen- und Wasserbauamtes Passau
Apr. 1970 Strandseifen-Prospektion in Somalia/
Ostafrika
Juli bis Sept. 1970 Lagerstätten (porphyry copper
ores)-Prospektion im Zentraliran
Nov. 1970 bis Juli 1973 wissenschaftlicher Mitar-
beiter am Mineralogisch-Petrographischen Institut
der Universität München
Seit Aug. 1973 Verwalter der Dienstgeschäfte eines
wissenschaftlichen Assistenten am Mineralogischen
Institut der Universität Würzburg

Heirat : Mai 1966, Sibylle, geb. Stephani

Kinder : Annette
Florian

